



**TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DRESDEN**

Fakultät Umweltwissenschaften Institut für Planetare Geodäsie, Geodätische Erdsystemforschung



ZUM VERSTÄNDNIS DES EISIGEN SÜDENS

**20 Jahre Forschung in Geodäsie, Geodynamik
und Glaziologie 1992-2012: Festschrift zum
65. Geburtstag von Prof. Reinhard Dietrich**

Herausgeber: Technische Universität Dresden
Institut für Planetare Geodäsie
Professur für Geodätische Erdsystemforschung
01062 Dresden

Redaktion: Kristin Novotny
Mirko Scheinert

Auflage: gedruckt in 150 Exemplaren
Einzelexemplare auf Nachfrage beim
Herausgeber erhältlich

Dresden, 29. Oktober 2014



**TECHNISCHE
UNIVERSITÄT
DRESDEN**

Fakultät Umweltwissenschaften Institut für Planetare Geodäsie
Geodätische Erdsystemforschung

ZUM VERSTÄNDNIS DES EISIGEN SÜDENS

20 Jahre Forschung in Geodäsie, Geodynamik
und Glaziologie 1992-2012: Festschrift zum
65. Geburtstag von Prof. Reinhard Dietrich

GRACE
Mittel Satellitenmission
verändert Meereshöhen
Geoid TUDresden darstellen
erforscht Schwerfeld
Bestimmung
Polarforschung
fortführen gewinnen möglich
Meeresspiegelanstieg
Eislangfristig
Vogtland
genutzt Pegel
validieren
Geodäsie
Kenntnis
sollen
beschrieben
Fennoskandien
vorgeschlagent
insbesondere
messen
post-glazial
In-situ Gletscher
Patagonien
Variabilität
Anfang
Nutzung
sorgfältig
analysieren
Pegelreihen
betreffen
einzelnen
wichtige
Reaktion
Informationen
Ergänzung
Schelfeis
Wechselwirkung
feiern
Projekt
Lake Vostok
Gezeiten
Hilfe Nordostgrönland
Jahren
entwickelt
Sturmflutereignisse
Das eisvorsorgeliche
Erde
dienen
Region
Genauigkeit
Krustendeformation
Häufigkeit
stellen
modellieren
Daten
Phantasia
Veröffentlichung
Finanzierung
Forscher
Messungen
Methoden
GNSS
Grönland
Antarktis
Eismassenänderungen
Antarktis
Zusammenfassung
Änderungen
Deformationen
Klimawandel
Erdsystemforschung

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort	7
„Grenzen setzt uns nur die eigene Phantasie“ Reinhard Dietrich – Versuch einer Würdigung M. Scheinert, K. Novotny, M. Horwath	9
GNSS – ein Werkzeug für globale und regionale geophysikalische Forschung M. Fritsche, R. Dach, S. Glaser, A. Rülke, S. Vey	17
Zum Stand des Höhenbezugsrahmens in Deutschland G. Liebsch	37
Geodätische Erdsystemforschung mittels Satellitenfernerkundung R. Rosenau, A. Wendt, M. Baessler	53
Wasser und Eis – Satellitendaten zur Bilanzierung von Massentransporten M. Scheller, H. Ewert, A. Groh, M. Horwath	69
Geodätische Bestimmung glaziologischer Parameter in Grönland W. Korth	83
Geodätische Arbeiten im Gebiet des subglazialen Lake Vostok A. Richter	93
Feuerland: Symptome einer aktiven Plattengrenze L. Mendoza, G. Connon, A. Richter	107
Anhang A – Verzeichnis der Promotionen	117
Anhang B – Publikationsliste R. Dietrich	119

VORWORT

Am 24. September 2014 hat Professor Reinhard Dietrich sein 65. Lebensjahr vollendet. Zurückblicken kann er auf eine überaus reiche Lehr- und Forschungstätigkeit. Fast genau 20 Jahre war er Professor für Theoretische und Physikalische Geodäsie an der TU Dresden, bevor er zum 1. Oktober 2012 in den Ruhestand eintrat. Sein Geburtstag ist uns, die während dieser Zeit mit ihm zusammen forschen und lehren durften, Anlass, eine Festschrift zu verfassen und dem Jubilar sowie allen Kollegen und Freunden an die Hand zu geben.

Eine Würdigung seiner Lehr- und Forschungstätigkeit können Sie auf den folgenden Seiten nachlesen. Diese Würdigung wird durch eine Auflistung von Promotionen vervollständigt, an deren erfolgreichem Abschluss Reinhard Dietrich als Doktorvater maßgeblichen Anteil hatte, sowie durch eine Liste von Publikationen, an denen er als Haupt- oder Mitautor beteiligt war. Diese beiden Zusammenstellungen finden sich am Schluss des Heftes, wobei wir trotz sorgfältiger Recherche für die Publikationsliste keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben.

Den Hauptteil dieser Festschrift nehmen aber – zu Recht – wissenschaftliche Artikel ein, die allesamt von ehemaligen Mitarbeitern verfasst sind. Bis auf eine Ausnahme legten die Verfasser an der TU Dresden unter Betreuung von Reinhard Dietrich ihre Promotion ab. Die Festschrift eröffnet ein Kaleidoskop an Themen, das die gesamte Bandbreite der von Reinhard Dietrich in Dresden verfolgten Forschung umspannt: Vom neuartigen universellen geodätischen Werkzeug der GNSS-Messungen und der damit verbundenen Referenzsysteme und geophysikalischen Phänomene (Beitrag von M. Fritsche u.a.) zur speziellen Problematik der Höhenreferenz (Beitrag von G. Liebsch), von den satellitenbasierten Methoden für die geodätische Erdsystemforschung, speziell der geodätischen Fernerkundung (Beitrag von R. Rosenau u.a.) und der Satellitengravimetrie und -altimetrie (Beitrag von M. Scheller u.a.) über geophysikalisch-glaziologische Anwendungen geodätischer Methodik in Grönland (Beitrag von W. Korth) bzw. in der Antarktis (Beitrag von A. Richter) bis hin zur geodätischen Diskussion der Plattentektonik in Südamerika (Beitrag von L. Mendoza u.a.).

Wie der Leser an den genannten Themen unschwer erkennen wird, war die von Reinhard Dietrich verfolgte Forschung natürlich nicht nur auf die Antarktis beschränkt, wie der Titel der Festschrift vermuten lassen könnte. Sehr wohl bildete sich aber um das Forschungsobjekt „Antarktischer Eisschild“ ein Kern an Fragen heraus, der auch in den Beiträgen dieser Festschrift immer wieder angesprochen wird: von ureigensten geodätischen Fragestellungen wie der Realisierung des Referenzsystems bis zu den Anwendungen in Geodynamik,

Geophysik und Glaziologie. Folgerichtig beinhaltete auch die Mehrzahl der von Reinhard Dietrich eingeworbenen Forschungsprojekte auf die Antarktis gerichtete Zielstellungen. Darüber hinaus – wie der Würdigung zu entnehmen ist – markierte die Antarktis einen Ausgangspunkt für seine lebenslange Begeisterung für die Polargebiete. Reinhard Dietrich gelang es, die Tradition der Dresdner Polarforschung an der Technischen Universität bzw. ihrer Vorgängerin, der Königlich-Sächsischen Technischen Bildungsanstalt, mit neuen Ideen fortzuführen. Es sei uns erlaubt, hier sogar von einer mehr als einhundertjährigen Tradition zu sprechen. Dr. Friedrich Bidlingmaier, der als Geophysiker für die erdmagnetischen Arbeiten während der von Erich von Drygalski geleiteten Ersten Deutschen Südpolarexpedition 1901-1903 verantwortlich war, hatte von 1899 bis 1900 „eine Assistentenstelle an dem physikalischen Institut der technischen Hochschule zu Dresden“¹ inne. Drygalski hat die Geschehnisse und Arbeiten dieser Expedition in seinem Buch „Zum Kontinent des eisigen Südens“ (ebd.) aufleben lassen. Reinhard Dietrich hat die geodätische Polarforschung – aufbauend auf dem heute aktuellen Wissensstand und mit modernsten Methoden – mit neuem Leben erfüllt und damit zu einem größeren Verständnis nicht nur des „eisigen Südens“ beigetragen.

Wir hoffen, dass wir mit der vorliegenden Festschrift eine angemessene Form gefunden haben, die wissenschaftliche Lebensleistung von Reinhard Dietrich zu würdigen. Mögen Sie alle diese Festschrift mit Interesse und Freude in die Hand nehmen und beim Lesen auf Bekanntes, aber auch auf neue, so noch nicht formulierte Aspekte stoßen.

Uns allen wünschen wir noch viele anregende fachliche Diskussionen mit dem Jubilar. Ihnen, lieber Professor Dietrich, wünschen wir weiterhin Gesundheit und Lebenskraft sowie Freude am fachlichen und menschlichen Austausch und zur Verwirklichung noch vieler – nicht nur geodätischer – Projekte.

Im Namen aller Autoren und aller Mitarbeiter
der Professur für Geodätische Erdsystemforschung

Dresden, 29. Oktober 2014

Martin Horwath
Mirko Scheinert

¹Erich von Drygalski (1904): Zum Kontinent des eisigen Südens. Deutsche Südpolarexpedition – Fahrten und Forschungen des „Gauß“ 1901-1903. Druck und Verlag von Georg Reimer, Berlin.

„GRENZEN SETZT UNS NUR DIE EIGENE PHANTASIE“

REINHARD DIETRICH – VERSUCH EINER WÜRDIGUNG

Mirko Scheinert, Kristin Novotny, Martin Horwath

AUS SEINEM WISSENSCHAFTLICHEN WERDEGANG

Reinhard Dietrich wurde am 24. September 1949 in Weitenhagen bei Greifswald geboren. Seine Schulausbildung schloss er 1968 an der Erweiterten Oberschule „Friedrich Ludwig Jahn“ in Greifswald ab, wobei er eine Mathematik-Spezialklasse durchlief und das Abitur „mit Auszeichnung“ ablegte. Parallel zum Abitur absolvierte er eine Berufsausbildung als „Technischer Rechner“. Im gleichen Jahr begann er mit dem Studium der Geodäsie an der TU Dresden. Während seines Studiums sprach ihn Siegfried Meier – damals wissenschaftlicher Mitarbeiter, später langjähriger Inhaber der Professur für Mathematische Methoden in Geodäsie und Kartographie – an, ob er sich vorstellen könne, an einer Antarktisexpedition mit Überwinterung teilzunehmen. Dies markierte den Beginn seiner lebenslangen wissenschaftlichen Verbundenheit mit den Polargebieten.

Im August 1971 wurde Reinhard Dietrich in ein Forschungsstudium mit Sonderstudienplan übernommen, um von 1971 bis 1973 zusammen mit Siegfried Meier an der 17. Sowjetischen Antarktisexpedition teilzunehmen. Gemeinsam realisierten sie ein geodätisches Messprogramm im Gebiet der Station Molodeshnaja. Die wichtigste Arbeitsaufgabe bildete die Erkundung und Erstvermessung einer geodätisch-glaziologischen Traverse, die über eine Distanz von ca. 100 km von Molodeshnaja nach Süden auf das Inland-Eis hinaufführte und dabei den Hays-Gletscher überquerte. Nach der Rückkehr und der Fortsetzung seines Forschungsstudiums promovierte er 1976 zum Doktor-Ingenieur. Das Thema seiner Dissertation – „Zur Bearbeitung von Eisbewegungsmessungen durch Kollokation“ – konnte er aus den in der Antarktis gewonnenen reichhaltigen Erfahrungen und Forschungsergebnissen ableiten.



Nach seiner erfolgreichen Promotion war Reinhard Dietrich als wissenschaftlicher Mitarbeiter am Zentralinstitut für Physik der Erde (ZIPE) der Akademie der Wissenschaften der DDR in Potsdam tätig. Dort fungierte er beginnend mit den 1980er Jahren als Koordinator für geodätische Aufgaben der Antarktisforschung der DDR. Im März 1988 verteidigte er vor der Akademie der Wissenschaften erfolgreich seine Promotion B (Habilitation) mit einer Arbeit zum Thema „Untersuchungen zur Nutzung künstlicher Erdsatelliten für die geodätische Koordinatenbestimmung“ und erlangte den akademischen Grad Dr. sc. techn. Von Januar 1988 bis Dezember 1991 leitete er die Abteilung „Integrierte Geodäsie“ am ZIPE. Im September 1991 ergänzte er die Promotion B durch den Nachweis der Lehrbefähigung an der TU Dresden, sein akademischer Grad wurde in Dr.-Ing. habil. umgewandelt.

Im Zuge der deutschen Wiedervereinigung kam es auch in Potsdam zu wesentlichen Veränderungen in der Universitäts- und Forschungslandschaft. Im Januar 1992 wurde dort das GeoForschungsZentrum (GFZ) gegründet. Am GFZ leitete Reinhard Dietrich bis Oktober 1992 den Projektbereich „Systemtheorie und Modellierung“. Schließlich wurde er im November 1992 auf die Professur „Theoretische und Physikalische Geodäsie“ am Institut für Planetare Geodäsie der TU Dresden berufen, die er bis zu seinem Eintritt in den Ruhestand am 01. Oktober 2012 innehatte.

20 JAHRE LEHRTÄTIGKEIT AN DER TU DRESDEN

Wenn sich am 29. Oktober 2014 Weggefährten und Gäste zusammenfinden, um im Rahmen eines Festkolloquiums den 65. Geburtstag von Prof. Reinhard Dietrich zu feiern, werden auch viele ehemalige Studenten unter den Gästen zu finden sein. Auch wenn Reinhard Dietrich an diesem Tag nicht selbst am Pult oder vor der Tafel steht, werden sich viele an seine Vorlesungen erinnern.

Vom vierten bis zum siebenten Fachsemester bildete die „Theoretische und Physikalische Geodäsie“ ein Hauptfach für die Studierenden des Diplomstudienganges Geodäsie. Inhaltlich umfassten diese vier Semester „TPG“ ein breites Spektrum: von den geowissenschaftlichen Grundlagen über die ellipsoidische Geodäsie, geodätische Referenzsysteme und Satellitengeodäsie bis hin zur physikalischen Geodäsie. Tatsächlich verbarg sich – dem Titel der Vorlesungsreihe folgend – eine Menge Theorie im gelehrten Stoff. Stets verstand es Reinhard Dietrich jedoch, Bezüge zur aktuellen Forschung zu schaffen und somit die theoretische Geodäsie ein Stück weit auch zur praktischen Geodäsie werden zu lassen. In seinen Lehrveranstaltungen und Vorträgen vermittelte Reinhard Dietrich nicht nur fundiertes theoretisches Wissen, sondern übertrug auch seine Begeisterung für die geodätische Forschung in der Praxis auf die Zuhörer.

Am Ende der vier Vorlesungssemester stand die mündliche TPG-Prüfung. Doch bevor man an dieser teilnehmen konnte, musste noch eine Klausur nicht nur überstanden, sondern vor allem bestanden werden. Bürokratische Vorgaben erlaubten nicht, diese Klausur beim Namen zu nennen. Da jedoch die Lehrform der Übung möglich war, wurde eine solche derart eingeführt, dass nach schriftlicher Beantwortung der Fragen das Übungsblatt *sofort* abzugeben war: Die *Sofortübung* war erfunden und prägte Generationen von Studenten, auch wenn der Terminus nicht als glücklicher Wurf zu bezeichnen ist. Die abschließende mündliche Prüfung flößte nicht zuletzt angesichts des umfangreichen Stoffes allen Studierenden Respekt ein. Dennoch war die TPG-Prüfung auch beliebt – nicht zuletzt als Anregung für Kabarettstücke beim Geoball oder Weihnachtsfeierprogramm. Unvergessen die Idee, den Zettel mit den drei Prüfungsfragen während der Prüfung zu verschlucken. . . In der Realität sah sich jedoch kein Student wirklich dazu gezwungen.

Inzwischen wurde das Geodäsie-Studium an der TU Dresden umgestellt auf das Bachelor-/Master-System. Die neuen Bachelor- und Masterstudiengänge entwickelte Reinhard Dietrich aktiv mit. Die TPG-Lehrveranstaltungen des Diplomstudienganges blieben im Wesentlichen erhalten und bilden sich inhaltlich in entsprechenden Pflichtmodulen des Bachelor- und Masterstudienganges ab. Darüber hinaus wurden – nicht zuletzt aufbauend auf den Diplom-Vertiefungs-Vorlesungen – neue Wahlmodule entwickelt, in denen vor allem aktuelle Themen der geodätischen Erdsystemforschung behandelt werden. Über die Vermittlung des notwendigen theoretischen Rüstzeugs hinaus gelang es Reinhard Dietrich, die Neugier auf den Forschungsgegenstand „Erde“ zu wecken. Konkreten Bezug zu aktuellen Forschungsprojekten an der Professur hatten zumeist auch die Studien- und Diplomarbeiten. Von 1992 bis 2012 wurden durch Reinhard Dietrich und seine Mitarbeiter 82 Abschlussarbeiten betreut.

FÖRDERUNG DES WISSENSCHAFTLICHEN NACHWUCHSES

Besonders wichtig war – und ist – ihm die Förderung des wissenschaftlichen Nachwuchses. Für interessierte Studenten bestand stets die Möglichkeit, sich an konkreter Wissenschaft auszuprobieren und z.B. eine Tätigkeit als studentische Hilfskraft an der Professur zu beginnen. Wie bei den Studien- und Diplomarbeiten war auch hier eine intensive, individuelle Betreuung durch Reinhard Dietrich und seine Mitarbeiter garantiert. Das Spektrum an geodätischen Arbeiten reichte vom „Innendienst“ am Rechner über die Instrumentenprüfung bis zur Realisierung spannender Messkampagnen. Die Feuertaufe erlangte jede neue studentische Hilfskraft bis Anfang der 2000er Jahre bei der Teilnahme an einer der Messkampagnen im Schwarmbebengebiet des sächsischen Vogtlands; später wurde man noch unmittelbarer ins kalte Wasser geworfen, wenn geodätische Messungen im Rahmen von Expeditionen in die Antarktis, nach Grönland oder Patagonien zu realisieren waren. Neben unvergesslichen Eindrücken, die man während einer solchen Expedition sammeln konnte,



Gruppenfoto, das während der jährlichen Klausurtagung der Mitarbeiter der Professur in Neuhermsdorf im März 2002 entstand. (v.l.n.r.: Swen Roemer, Jens Wendt, Mirko Scheinert, Kristin Novotny, Reinhard Dietrich, Ulrike Oelsner, Lutz Eberlein, Anja Wendt (geb. Pötzsch), Matthias Wolf, Michael Bäßler, Andreas Richter, Martin Horwath (geb. Wiehl), Axel Rülke, Jan Müller, Gunter Liebsch)

erlernte man vor allem das geodätische Handwerkszeug unter rauen Feldbedingungen, es erwachsen andauernde Beziehungen zu anderen Wissenschaftlern und bleibende Freundschaften.

Mit großem Einfühlungsvermögen sorgte Reinhard Dietrich in seiner Arbeitsgruppe für eine überaus schöpferische und kollegiale Atmosphäre. Es ging ihm darum, Begeisterung für die geodätische Arbeit und Forschung zu wecken und jungen Menschen zu vermitteln, welche spannenden Fragen in der Wissenschaft zu lösen sind. Dass Reinhard Dietrich dies gelungen ist, zeigt nicht zuletzt die Anzahl der vom ihm betreuten Promotionen. Bis zum jetzigen Zeitpunkt (Oktober 2014) führte er 19 Doktoranden zu einem erfolgreichen Abschluss; weitere Promotionsvorhaben stehen kurz vor der Fertigstellung. Zwei weitere Arbeiten argentinischer Promovenden betreute er maßgeblich mit. Reinhard Dietrich gelang es so, eine Arbeitsgruppe mit jungen Wissenschaftlern aufzubauen, deren Forschungsergebnisse im In- und Ausland große Beachtung fanden und finden. Er war nicht nur als Geodät ein genauer Beobachter – auch für seine Mitarbeiter fand er im richtigen Moment die richtigen Worte, spornte an, diskutierte neue Ideen, half auch über kritische Phasen hinweg, beispielsweise während der Promotion, und hatte stets ein offenes Ohr. Familienfreundlichkeit und Karriereförderung insbesondere von Frauen waren für Reinhard Dietrich selbstverständlich und wichtig, lange bevor diese zu Leitmotiven an der TU Dresden wurden. Dies lässt sich nicht nur anhand der erfolgreich abgeschlossenen Promotionen belegen, auch die Zahl der Kinder, die während der Zeit, die die Eltern an der Professur arbeiteten, geboren wurden, möge dafür stehen: es sind sechzehn. Entwicklungsmöglichkeiten und Kontinuität waren dadurch gegeben, dass Mitarbeiter und Doktoranden in der Regel vier bis sechs Jahre an der Professur arbeiten und forschen konnten. Heute sind viele von ihnen an renommierten Forschungseinrichtungen tätig, haben leitende Verwaltungspositionen oder selbst eine Professur inne.

20 JAHRE FORSCHUNG UND KOOPERATION IN GEODÄSIE, GEODYNAMIK UND GLAZIOLOGIE

Für seine universitäre Forschung konnte Reinhard Dietrich überaus erfolgreich Mittel bei verschiedenen Projektträgern einwerben. Von ungefähr 45 Projektanträgen, die er bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) einreichte, wurden 30 gefördert. Dazu kamen sieben durch das Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderte Forschungsprojekte sowie weitere Projekte, die durch andere Träger finanziert wurden (z.B. ESA). Die durch diese Projekte eingeworbenen Mittel bildeten die Basis für die Beschäftigung der Doktoranden und für die Durchführung von Feldarbeiten, halfen aber auch dabei, die Grundausstattung der Professur zu verbessern und somit die für eine ergebnisorientierte Arbeit günstigen Bedingungen zu schaffen.

Als Schwerpunkte seiner Forschung sind Satellitengeodäsie, globale Geodynamik und Glaziologie zu nennen. Dabei entwickelte er im Laufe seiner Forschungstätigkeit an der TU Dresden immer mehr einen transdisziplinären Ansatz, der die Erde als ein Gesamtsystem versteht. Zur Erforschung dieses Systems Erde kann und soll die Geodäsie in den verschiedensten Bereichen beitragen. Hervorzuheben ist dabei sein unermüdliches Wirken für ein besseres gegenseitiges Verständnis zwischen den unterschiedlichen geowissenschaftlichen Disziplinen.

Beispielhaft sind hier die Erkundung und Anlage geodätischer GPS-Punkte auf Fels in Westgrönland (beginnend 1994) und im Bereich der Antarktischen Halbinsel (beginnend 1994/1995) zu nennen, deren wiederholte Vermessung das Studium der vertikalen Deformation im Zusammenhang mit dem glazial-isostatischen Ausgleich (GIA) aufgrund wechselnder Eisauflasten in den Polargebieten erlaubt. Hier gab er entscheidende Impulse für die sich entwickelnde enge Kooperation zwischen der messenden Zunft und den Modellierern, die die Rheologie und Dynamik von Erdkruste und -mantel mit der Eisauflastgeschichte verknüpfen.

Im Gebiet der russischen Antarktisstationen Molodeshnaya (1971-1973) bzw. Mirny (1962-1965) wurden mittels klassischer geodätischer Verfahren entlang geodätisch-glaziologischer Traversen Parameter wie Eisoberflächenhöhe, Fließgeschwindigkeit oder Strain abgeleitet. Selbst an den frühen Vermessungen im Gebiet Molodeshnaya beteiligt, griff er diese Arbeiten wieder auf und konnte Wiederholungsmessungen – diesmal mit modernen, auf GPS basierenden satellitengeodätischen Methoden – initiieren. Die erzielten Ergebnisse sind besonders wertvoll, da sie die Höhenänderung in den sensitiven Randgebieten des antarktischen Eisschildes über einen Zeitraum von ca. 40 Jahren beschreiben. Es wird damit ein Zeitraum überstrichen, der weit über denjenigen hinausreicht, der durch die Satellitenaltimetrie erfasst werden kann.

Rückgrat aller geodätischen Anwendungen bildet die Realisierung eines konsistenten, präzisen Referenzrahmens. In der Analyse geodätischer GNSS-Messungen hat Reinhard Dietrich Maßstäbe gesetzt, so für die Reprozessierung langzeitiger GNSS-Messungen an global verteilten Stationen und für die Realisierung und Verdichtung des geodätischen Referenzrahmens in der Antarktis. Als wichtiger, herausragender Aspekt ist zudem die Realisierung des Ursprungs des terrestrischen Referenzrahmens zu nennen. Dieser ist zwar satellitengeodätischen Messungen zugänglich, in der Realisierung durch ein Netz global verteilter Stationen an der Erdoberfläche sind aber Deformationseffekte aufgrund wechselnder Auflasten zu berücksichtigen. Hier hat Reinhard Dietrich wiederholt die enge Verknüpfung geodätischer Messungen und geodynamischer Effekte im weitesten Sinn betont und damit ein besseres Verständnis der komplexen Vorgänge im System Erde entscheidend gefördert.

Damit ist seine langjährige Forschungstätigkeit, in die, wie weiter oben bereits berichtet, immer Aspekte der Ausbildung einbezogen waren, längst nicht erschöpfend dargestellt. Zu nennen wären auch:

- geodätisch-glaziologische Forschungen am subglazialen Vostok-See,
- die Anwendung von satellitengeodätischen Fernerkundungsverfahren für glaziologische und geodynamische Fragestellungen,
- die Bestimmung der Massenbilanz des grönländischen bzw. des antarktischen Eisschildes aus der Verknüpfung von Satellitengravimetrie und -altimetrie mit Bodenkонтроlldata aus wiederholten GNSS-Messungen,
- geodätisch-geodynamische Untersuchungen in Patagonien oder
- Untersuchungen zu Meeresspiegelvariationen und Geodynamik im Ostseeraum.

Reinhard Dietrichs Kompetenz war und ist national und international gefragt. In den Gremien der akademischen Selbstverwaltung und der Forschungsk Kooperation ist er nach wie vor ein geachteter Partner. So leitete er z.B. Gruppen innerhalb der Internationalen Assoziation für Geodäsie (IAG) und des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR). Von 2006 bis 2010 führte er den Vorsitz der Deutschen Geodätischen Kommission (DGK),

der Vertretung der deutschen universitären Geodäsie für die Koordination von Lehre und Forschung. Besonders hat er sich aber in Gremien der Polarforschung engagiert. So war er von 2004 bis 2010 Vorsitzender des Landesausschusses SCAR/IASC² und leitete von 2004 bis 2009 die Deutsche Kommission für das Internationale Polarjahr 2007/2008 (IPY). 2004 bis 2009 war er Vorsitzender des Wissenschaftlichen Beirats der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung e.V. (DGP). In all diesen Funktionen hat er einen unschätzbaren Beitrag für die multidisziplinäre wie auch interinstitutionelle Zusammenarbeit in allen Belangen der geodätischen Erdsystemforschung geleistet. Die ihm dafür entgegengebrachte Anerkennung kommt in nationalen und internationalen Ehrungen zum Ausdruck. So verlieh ihm 2013 die DGP die Karl-Weyprecht-Medaille in Würdigung seiner herausragenden Verdienste um die deutsche Polarforschung. Die Europäische Geowissenschaftliche Union (EGU) ehrte ihn 2014 mit der Vening-Meinesz-Medaille für seine Pionierarbeiten bei der Entwicklung, Durchführung und Analyse multidisziplinärer geodätischer Messungen in den Polargebieten. Auch im Ruhestand stellt er sein Wissen und seine Erfahrung zur Verfügung. So wurde er im Juni 2012 durch das Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) in die „Unabhängige Kommission wissenschaftlicher Sachverständiger nach dem Gesetz zur Ausführung des Umweltschutzprotokolls zum Antarktisvertrag“ berufen.

Die durch Reinhard Dietrich maßgeblich gestaltete Forschung hat die Erde als Gesamtsystem in das Zentrum der geodätischen Arbeiten gestellt. Nicht zuletzt als Anerkennung seiner Leistungen in der Forschung und in der Lehre ist zu werten, dass die Professur neu besetzt werden konnte und die neue Bezeichnung „Geodätische Erdsystemforschung“ trägt.



²International Arctic Science Committee

GNSS – EIN WERKZEUG FÜR GLOBALE UND REGIONALE GEOPHYSIKALISCHE FORSCHUNG

Mathias Fritsche¹, Rolf Dach², Susanne Glaser³, Axel Rülke⁴, Sibylle Vey¹

¹ Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum; ² Astronomisches Institut, Universität Bern; ³ Institut für Geodäsie und Geoinformationstechnik, TU Berlin; ⁴ Bundesamt für Kartographie und Geodäsie

EINLEITUNG

Friedrich Robert Helmert, ein Begründer der modernen Geodäsie, spricht bei der Beschreibung der Erdgestalt von einem „Bildungsgesetz, dessen Faktoren die Gravitation der Massenteile und die durch die Rotation um eine Achse erzeugte Zentrifugalkraft sind“ (Helmert, 1880). Eben diese Faktoren beeinflussen beobachtbare Größen wie Oberflächengeometrie, äußeres Schwerfeld sowie Orientierung der Erde im Raum. Die messtechnische Erfassung dieser Größen wird noch immer als Grundaufgabe der heutigen Geodäsie aufgefasst (Rummel u. a., 2005). Unter Berücksichtigung der Dynamik des Systems Erde schließt die Aufgabe der Geodäsie ebenfalls die kontinuierliche Erfassung der genannten

Größen ein und macht den geodätischen Beitrag zu einem wichtigen Bestandteil der Erdsystemforschung.

Im Vordergrund der auf internationaler Ebene intensiv diskutierten aktuellen Themen stehen Fragen im Zusammenhang mit dem globalen Klimawandel. Als Indikatoren zur Beschreibung dieses Wandels können neben Temperatur der Atmosphäre und Ozeane vor allem Eismassenänderungen in Schlüsselregionen wie der Antarktis und Grönland sowie Veränderungen des mittleren globalen Meeresspiegels herangezogen werden. Die heutige Geodäsie nutzt hier insbesondere künstliche erdumlaufende Satelliten, um auf globaler Skala Festpunktfelder, Meeresspiegelhöhen sowie Informationen über das Schwerfeld und die Raumorientierung der Erde abzuleiten.

Abbildung 1 zeigt eine Zusammenstellung wichtiger Raumverfahren, mit denen globale geodätische Beobachtungen gewonnen werden: Satellitennavigationssysteme (Global Navigation Satellite System, GNSS), Radiointerferometrie (Very Long Baseline Interferometry, VLBI), Laserdistanzmessung zu Satelliten (Satellite Laser Ranging, SLR), Satellitenaltimetrie und spezielle Schwerefeldmissionen (z. B. das Gravity Recovery and Climate Experiment, GRACE). Jedem einzelnen Verfahren fällt dabei eine besondere Schlüsselrolle zu, denn nur die Gesamtheit der genannten Beobachtungsverfahren erlaubt eine Erfassung aller gesuchten Teilgrößen.

Die Verwendung von GNSS zielt aus geowissenschaftlicher Sicht insbesondere darauf ab, geophysikalische Phänomene wie z. B. globale Plattentektonik (Rülke u. a., 2008), horizontale Erdkrustendeformation in Störungszonen (Mendoza u. a., 2011) oder vertikale Punktbewegungen infolge der glazialisostatischen Ausgleichsbewegung (Groh u. a., 2012) messtechnisch zu quantifizieren. Über die in den GNSS-Beobachtungen enthaltenen Effekte der Auflastdeformation ist zudem eine Verknüpfung mit Veränderungen in der Massenverteilung im System Erde gegeben (Fritsche u. a., 2012). Aber auch die Höhenreferenzierung der Eisoberfläche zur Kalibrierung altimetrischer Satellitenverfahren (Ewert u. a., 2012) oder die Bestimmung von Fließrichtung und -geschwindigkeit kontinentalen Inlandeises (Richter u. a., 2013; Wendt u. a., 2006) benennen nur einige ausgewählte Anwendungsbeispiele, bei denen die GNSS-basierte Positionsbestimmung die Grundlage für geowissenschaftliche Analysen bildet.

Hinsichtlich der Anzahl an Bodenstationen sowie des nutzbaren Beobachtungszeitraums stellt das amerikanische Globale Positionierungssystem (GPS) das wichtigste GNSS dar. Unter Hinzunahme des russischen Pendant GLONASS kann bereits eine Steigerung in der Positionierungs-

genauigkeit nachgewiesen werden (Dach u. a., 2009). Zukünftig werden darüberhinaus weitere GNSS, wie z. B. die im Aufbau befindlichen Systeme Galileo (Europäische Union) und Beidou (China), Berücksichtigung finden. Entsprechende Analysen müssen sich hier der Frage zuwenden, welche Genauigkeitssteigerung unter Verwendung aller aktiver GNSS möglich ist und welche Implikationen sich daraus für zugehörige geodynamische Anwendungen ergeben.

Voraussetzung für eine nachhaltige Aussagekraft von GNSS-Analyseergebnissen insbesondere im Hinblick auf Langzeiteffekte ist mit der homogenen Prozessierung der verwendeten GNSS-Daten gegeben. Damit wird gewährleistet, dass die analysierten Parameterzeitreihen frei von systematischen Änderungen sind, die z. B. durch Weiterentwicklungen der Auswertemodelle und Prozessierungsstrategie hervorgerufen werden. Aus diesem Grund wurden durch das Institut für Planetare Geodäsie (IPG) der TU Dresden entscheidende Entwicklungsschritte für eine homogene Prozessierung von GPS- und GLONASS-Beobachtungen eines globalen Stationsnetzes mitangeregt (Fritsche u. a., 2014; Steigenberger u. a., 2006). Gemeinsam mit dem Astronomischen Institut der Universität Bern, dem Institut für Astronomische und Physikalische Geodäsie der TU München sowie dem Institut für Geodäsie und Photogrammetrie der ETH Zürich erfolgten die praktische Umsetzung sowie eine Bewertung unter geodätischen Gesichtspunkten. Dabei gewonnene Erkenntnisse und die generierte Datengrundlage konnten in zahlreiche andere Forschungsprojekte am IPG einfließen.

REALISIERUNG EINES GLOBALEN TERRESTRISCHEN REFERENZSYSTEMS

Aus den in Abbildung 1 dargestellten Zusammenhängen lässt sich ableiten, dass

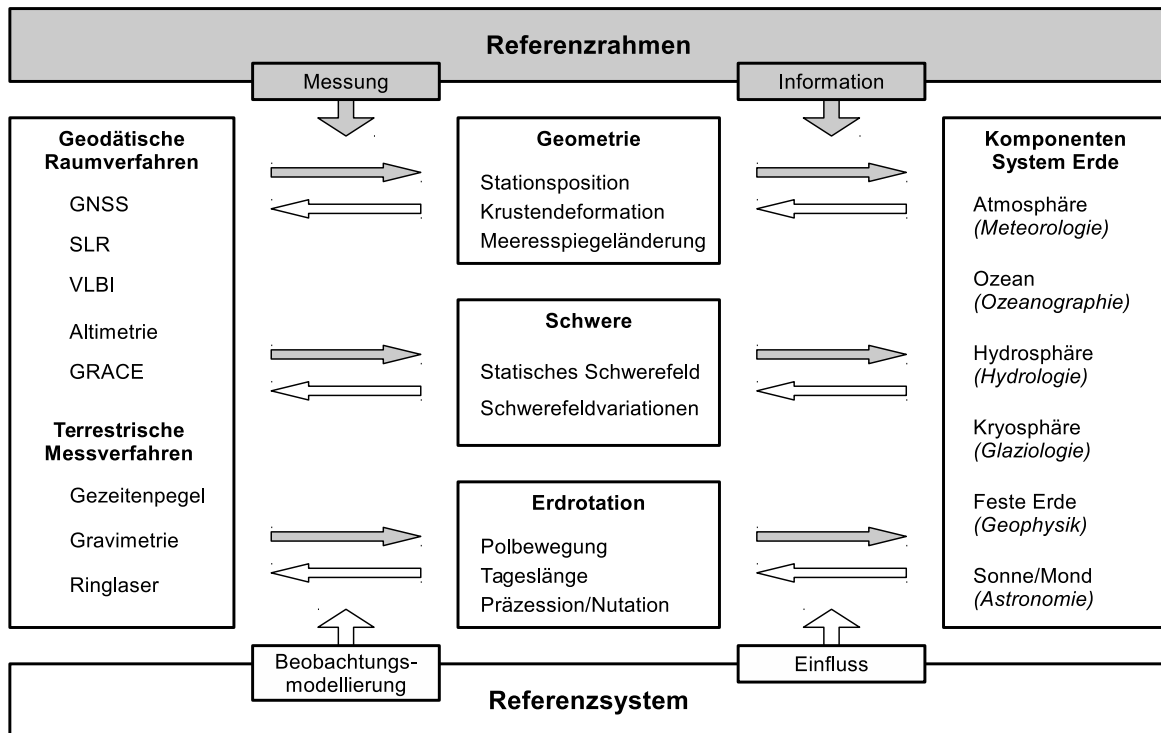


Abbildung 1: Beobachtung und Modellierung des Systems Erde (Darstellung in Anlehnung an Rumel u. a., 2009): Die Übersicht zeigt den konzeptionellen Zusammenhang zwischen charakteristischen Teilsystemen der Erde mit sich daran orientierenden Wissenschaftsdisziplinen, mess-technisch erfassbare Zustandsgrößen und globale geodätische Beobachtungsverfahren.

die Erfassung und Beschreibung der interessierenden Prozesse im System Erde die Definition und Realisierung hochgenauer, konsistenter Referenzsysteme bedingen. Insbesondere ist ein globales terrestrisches Referenzsystem (TRS) von zentraler Bedeutung, da in ihm den geodätischen Beobachtungsstationen zeitabhängige Koordinatenparameter für die Positionsbeschreibung zugeordnet sind. Das Konzept zur Bestimmung eines terrestrischen Referenzrahmens (TRF) als Realisierung des TRS muss einer Vielzahl von Lang- und Kurzeffekten Rechnung tragen. Langzeitliche Effekte sind z. B. durch die globale Plattentektonik und glazialisostatische Ausgleichsbewegungen gegeben. Kurzzeitliche Phänomene beinhalten u. a. durch Gezeiten induzierte Effekte, Auflastdeformation oder Krustenverschiebungen aufgrund von Erdbeben.

Das Internationale Terrestrische Referenzsystem (ITRS; Petit und Luzum, 2010) dient als metrologische Grundlage in der wissenschaftlichen Praxis. Die zugehörige aktuelle Realisierung ist der Internationale Terrestrische Referenzrahmen ITRF2008, dem die derzeit international übliche Darstellung eines zeitlich linearen Modells zur Positionsbeschreibung basierend auf mittleren Koordinaten zu einer Referenzeпоche und linearen Geschwindigkeiten zugrunde liegt (Altamimi u. a., 2011). In diesem Zusammenhang erlauben es GNSS-Beobachtungen allein, ein globales terrestrisches Referenzsystem zu realisieren (Rülke u. a., 2008). Hierzu zeigt Abbildung 2 u. a. das horizontale Geschwindigkeitsfeld, das mittels reprozessierter GPS- und GLONASS-Beobachtungen abgeleitet wurde. Mit entsprechenden Netzverdichtungen können ebenfalls regionale

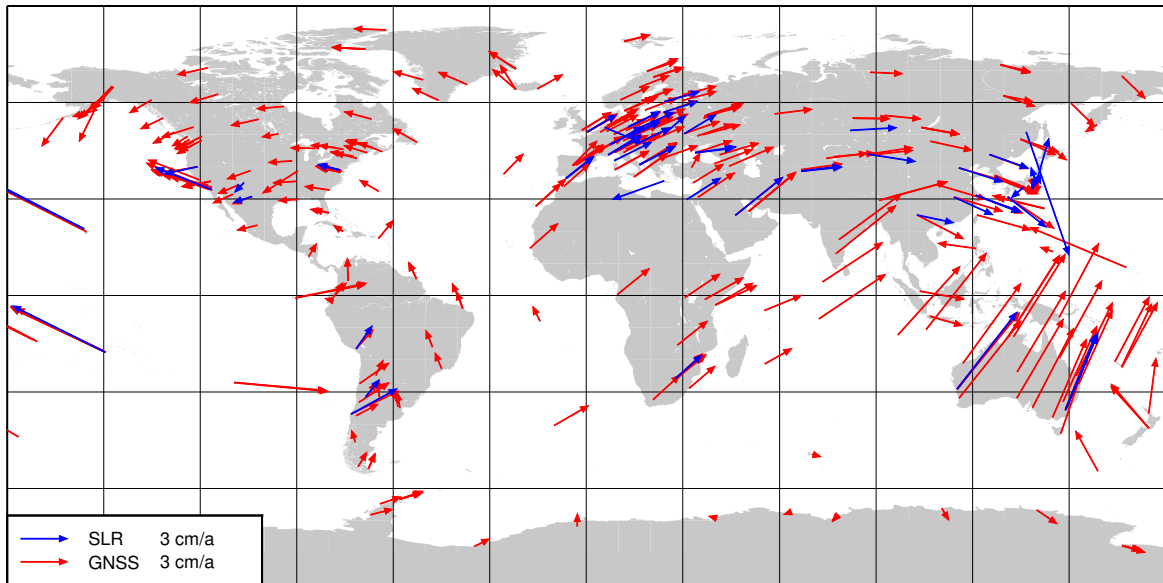


Abbildung 2: Globales GNSS- (rot) und SLR- (blau) Stationsnetz mit geschätzten Horizontalgeschwindigkeiten. Plattengrenzen gegeben nach Bird (2003).

oder lokale Referenzrahmen bestimmt werden, die für spezielle Anwendungen Vorteile bieten und einer gesonderten globalen Netzauswertung vorzuziehen sind.

Neben dem Langzeitmittel für Stationspositionen sind zugehörige Positionszeitreihen für geowissenschaftliche Untersuchungen sowie Genauigkeitsbewertungen von besonderem Interesse. Für ihre Bestimmung wird das lineare Bewegungsfeld des TRF mit Einzelkoordinatenlösungen (zumeist Tageswerte) verglichen. Die erhaltenen Koordinatendifferenzen werden dann als Zeitreihe betrachtet und interpretiert. Die Zeitreihen globaler Stationskoordinatenlösungen zeigen beispielsweise systematische nichtlineare Variationen, die hauptsächlich mit Auflastdeformation in Verbindung gebracht werden (Collilieux u. a., 2010). Die Auflastdeformation steht dabei in einem direkten Zusammenhang mit Änderungen in der Massenverteilung im System Erde, die ihren Ursprung in der Gezeitenwirkung, atmosphärischen und ozeanischen Zirkulationen, kontinentalen Wasserspeicher- und Eismassenänderungen oder Glazialisostasie haben können (vgl. Abb. 1). Eine gesonderte

Betrachtung von kurzzeitigen Änderungen in Stationspositionen und deren Berücksichtigung bei der GNSS-Datenauswertung findet sich im vierten Abschnitt.

Abbildung 3 zeigt Positionszeitreihen für Potsdam zum einen für eine dort installierte Station des Internationalen GNSS Service (IGS; Dow u. a., 2009). Zum anderen sind Zeitreihenwerte einer zweiten Station gegeben, deren Messprinzip auf der Laserdistanzmessung zu Satelliten beruht. Einerseits lässt sich ein deutliches saisonales Signal für die Höhenkomponenten erkennen. Andererseits geht aus dieser Darstellung auch hervor, dass beide Messtechniken ein vergleichbares Genauigkeitsniveau besitzen. Verfahrensspezifische Stärken lassen sich durch eine Kombination für den TRF nutzbar machen.

Ist die globale Massenverteilung in Form einer sphärisch harmonischen Entwicklung gegeben, so kann die resultierende Auflastdeformation ebenfalls mit einer entsprechenden Reihenentwicklung dargestellt werden (Farrell, 1972). Den Deformationsanteilen von Grad 1 fällt dabei eine besondere Rolle zu, denn sie hängen direkt mit

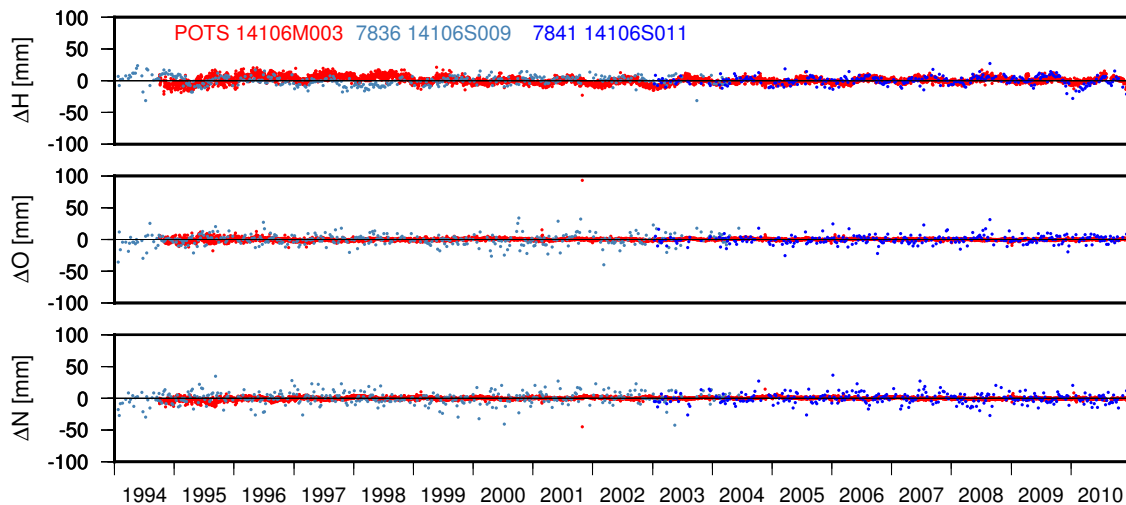


Abbildung 3: Residuenzeitreihen in der Nord-, Ost- und Höhenkomponente an der Station Potsdam (GNSS in rot, SLR in blau).

der Wahl des TRS-Ursprungs zusammen (Blewitt, 2003). Satellitengeodätische Positionierungsverfahren bieten hier den entscheidenden Vorteil, dass ihre Beobachtungsgrößen die Position eines Satelliten mit der festen Erde verknüpfen und damit einen Rückschluss auf die Grad-1-Anteile der Massenvariationen im System Erde erlauben. Messverfahren, die auf der direkten Schwerfeldwirkung am Satelliten beruhen (z. B. Beschleunigungsmessungen), lassen eine Bestimmung dieser Anteile ohne ergänzende Vorinformation nicht zu (Swenson und Wahr, 2008). Aufgrund der großen Stationsanzahl und der globalen Verteilung eignen sich insbesondere GNSS für den methodischen Ansatz, bei dem ein Teil der residualen Erdkrustendeformation durch Grad-1-Anteile der Massenumverteilung dargestellt wird. In Abbildung 4 sind entsprechende Schätzwerte gegeben. Die mit der z-Achse des TRS assoziierte Komponente (σ_{10}^C) zeigt ein deutliches saisonales Signal, was auf eine dominierende Massenverteilungsänderung zwischen Nord- und Südhemisphäre zurückzuführen ist.

Die Realisierung des Internationalen Terrestrischen Referenzsystems durch den ITRF beruht auf einer Kombination der verschiedenen Messverfahren GNSS, SLR, VLBI und

DORIS (Altamimi u. a., 2011). Dabei kommt sogenannten Kolokationsstationen eine besondere Bedeutung zu, da hier Beobachtungen zu mindestens zwei unterschiedlichen Verfahren durchgeführt werden. Die Kombination stützt sich dabei auf a priori bekannte Differenzvektoren (engl. *local ties*) zwischen den Vermarkungen der unterschiedlichen Messtechniken. Die Differenzvektoren sind somit ausschlaggebend für die Konsistenz und Genauigkeit des erhaltenen ITRF (Seitz u. a., 2012). Ein alternativer Ansatz zur Kombination der verschiedenen Messverfahren besteht darin, äquivalente Parameter gemeinsam zu schätzen. Dazu können z. B. Polkoordinaten oder Geschwindigkeiten an Kolokationsstationen herangezogen werden. In diesem Sinne wurde ein TRF aus der Kombination von reprozeszierten GNSS- und SLR-Beobachtungen bestimmt (Glaser, 2014). Auf die Festlegung der Differenzvektoren konnte bei der angewendeten Kombinationsstrategie verzichtet werden, was eine unabhängige Validierung mit den gemessenen Differenzvektoren ermöglicht. Die ermittelten Abweichungen zwischen global geschätzten und lokal gemessenen Differenzvektoren sind in Abbildung 5 für 52 Kolokationsstationen dargestellt.

Die gezeigten Ergebnisse unterstreichen den wichtigen Beitrag, den GNSS zur Beantwortung geowissenschaftlicher Fragestellungen leisten, indem die Auswirkungen globaler oder auch regionaler geophysikalischer Prozesse auf die geometrische Erdfigur quantifiziert werden, sowohl als zeitlicher Mittelwert als auch in Form einer kontinuierlichen Erfassung von Veränderungen.

ERFORSCHUNG REGIONALER GEOPHYSIKALISCHER PHÄNOMENE

Die Erfassung geophysikalischer Phänomene mit geodätischen Beobachtungsmethoden steht seit vielen Jahren im Mittelpunkt der Forschungsarbeiten am IPG der TU Dresden. Die Kruste der festen Erde unterliegt permanenten Veränderungen. Durch ihre direkte Beobachtung einschließlich der Angabe von Genauigkeits- und Zuverlässigkeitsparametern können geophysikalische Modellbildungen verifiziert und quantifiziert werden. Die Bestimmung geophysikalischer Phänomene ist jedoch nicht ausschließlich von geowissenschaftlichem Interesse. Geodätische Referenzpunkte und Bezugssysteme sind direkt mit der Erdkruste verbunden und sind durch diese Prozesse ebenso beeinflusst. Die Nutzung der GNSS-Verfahren für die Erdsystemforschung erlaubt seit Ende der 1980iger Jahre die Bestimmung auch kleiner geophysikalischer Phänomene mit vergleichbar geringem Aufwand auch in logistisch schwierigen Gebieten der Erde, wie den Polarregionen der Antarktis und Grönlands.

Auf der XXIII. Tagung des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) im Jahr 1994 in Rom wurde die Durchführung koordinierter GPS-Messungen in der Antarktis beschlossen. Ziel dieser Beobachtungen war es einerseits die Realisierung des geodätischen Referenzsystems als Grundlage für

weitere geodätische Arbeiten in der Antarktis zu verbessern und andererseits gut vermarkte Messpunkte zum Monitoring geophysikalischer Prozesse zu schaffen. Es wurde zunächst vereinbart, alljährliche koordinierte Beobachtungen zwischen dem 20. Januar und dem 10. Februar durchzuführen. Mit dem verbesserten Ausbau des permanenten Beobachtungsnetzes des IGS auf der Südhalbkugel konnte der Beobachtungszeitraum später flexibler gehandhabt werden. Die Beobachtungen wurden international von einer Vielzahl teilnehmender Länder durchgeführt. Alle Beobachtungen wurden in der SCAR-GPS-Datenbank am IPG archiviert und gemäß modernster Prozessierungsstandards ausgewertet. Die zwei umfangreichsten Messkampagnen fanden dabei in den Jahren 1995 und 1998 innerhalb eines vom Ministerium für Bildung und Forschung geförderten Verbundvorhabens mehrerer deutscher Universitäten und Wissenschaftseinrichtungen statt (Dietrich, 1996, 2000; Dietrich u. a., 2001). Insgesamt enthält die SCAR-GPS-Datenbank Beobachtungen von mehr als 30 Stationen aus einem Zeitraum von ca. 20 Jahren. Die Beobachtungen wurden von Partnern aus 15 Ländern zur Verfügung gestellt.

Abbildung 6 zeigt die geschätzten linearen Stationsbewegungen aus bis zu 15 Jahren GPS-Beobachtungen in der Antarktis zwischen 1995 und 2010. Auf den ersten Blick ist die Rotation der Antarktischen Kontinentalplatte um einen Rotationspol im südlichen indischen Ozean erkennbar. Eine genauere Analyse der Bewegungsraten zeigt, dass der Antarktische Kontinent nicht als homogener Block angesehen werden kann. Zur Beurteilung der Stabilität einer Kontinentalplatte bietet sich die Betrachtung relativer Bewegungsraten von Stationspaaren an. Abbildung 7 zeigt Änderungen sphärischer Distanzen von Stationspaaren in der Antarktis und im Detail für das Gebiet der nördlichen Antarktischen Halbinsel.

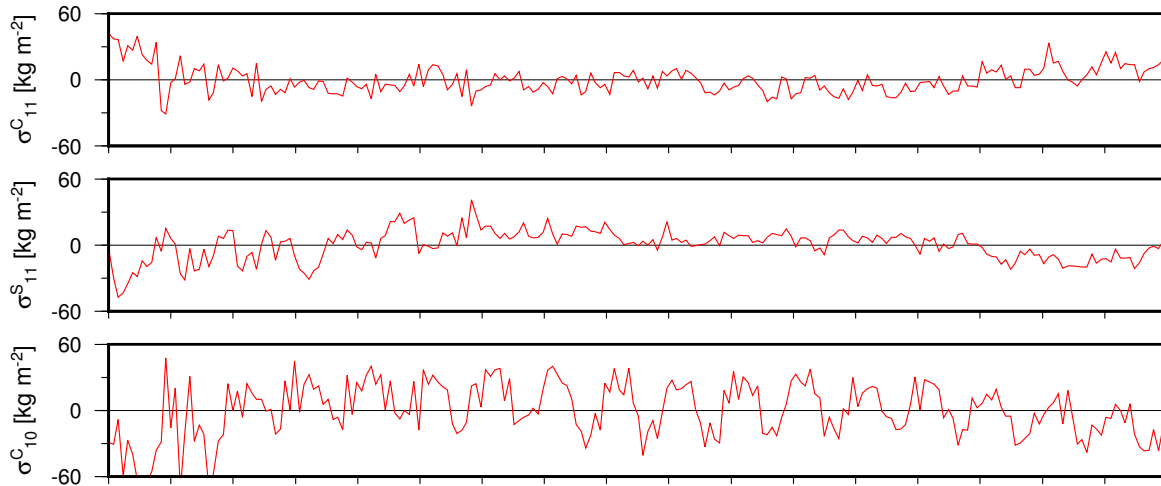


Abbildung 4: Grad-1-Auflastkoeffizienten ($\sigma_{10}^C, \sigma_{11}^C, \sigma_{11}^S$) einer sphärisch harmonischen Entwicklung residualer Deformationen aus einer GPS+GLONASS-Lösung mit einer Intervallteilung der Schätzwerte von 28 Tagen.

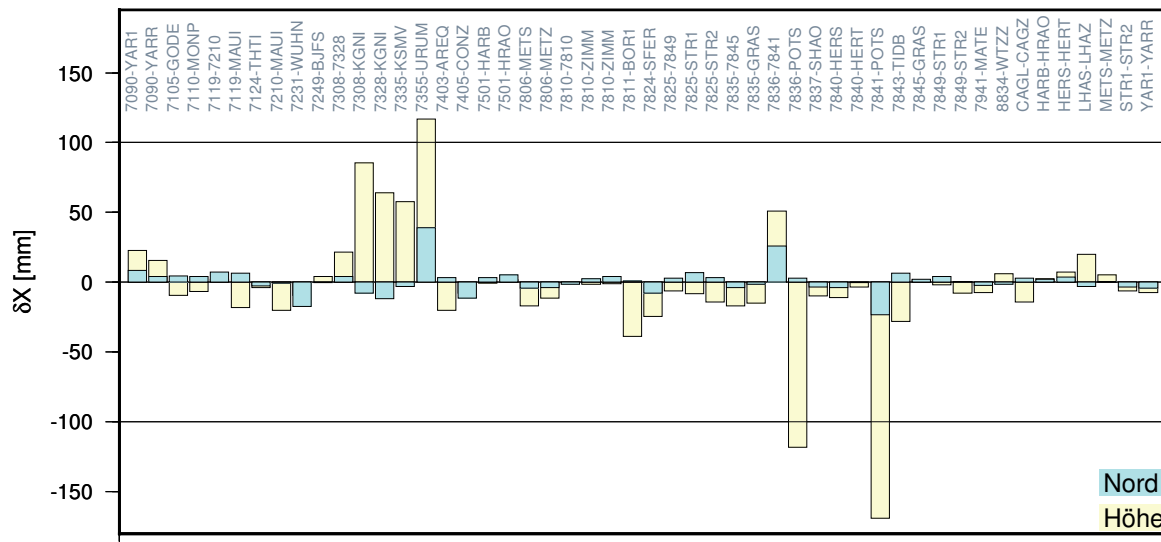


Abbildung 5: Abweichungen zwischen lokal gemessenen und global geschätzten Differenzvektoren (engl. *local ties*) für die Nord- und Höhenkomponente an 52 Kolokationsstationen berechnet aus einer kombinierten GNSS- und SLR-Lösung. Die Ostkomponente ist abhängig von der Art und Weise der Definition des geodätischen Datums und erlaubt daher keinen Vergleich.

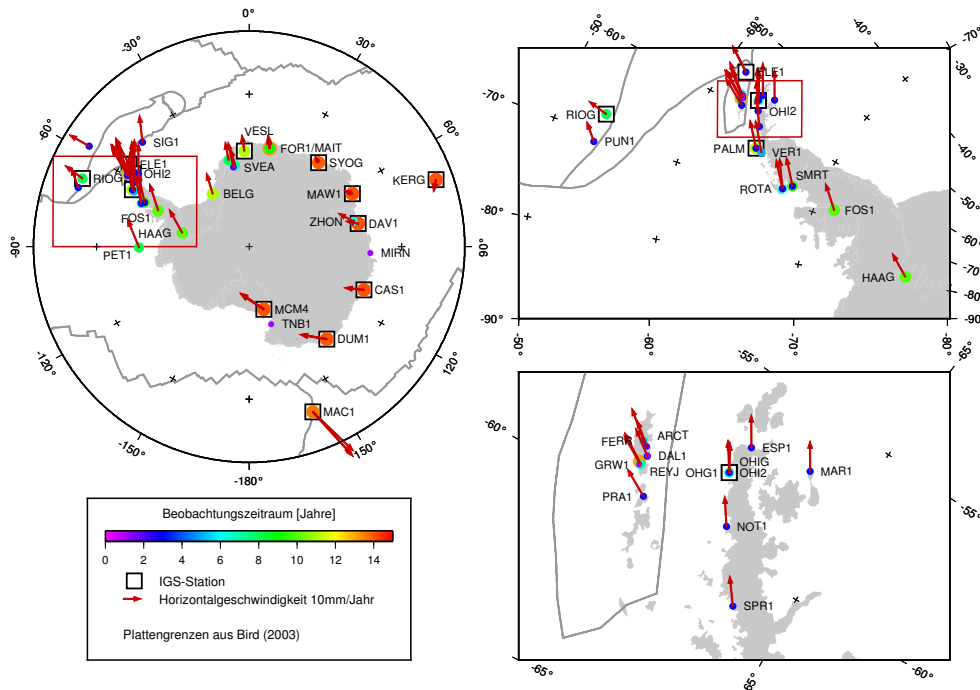


Abbildung 6: Horizontale Stationsgeschwindigkeiten aus GPS-Beobachtungen in der Antarktis. Die Größe und Farbe der Kreise illustriert den mit Beobachtungen überdeckten Zeitraum. Die Grenzen der tektonischen Platten sind Bird (2003) entnommen. (Abbildung nach Rülke u. a., 2014)

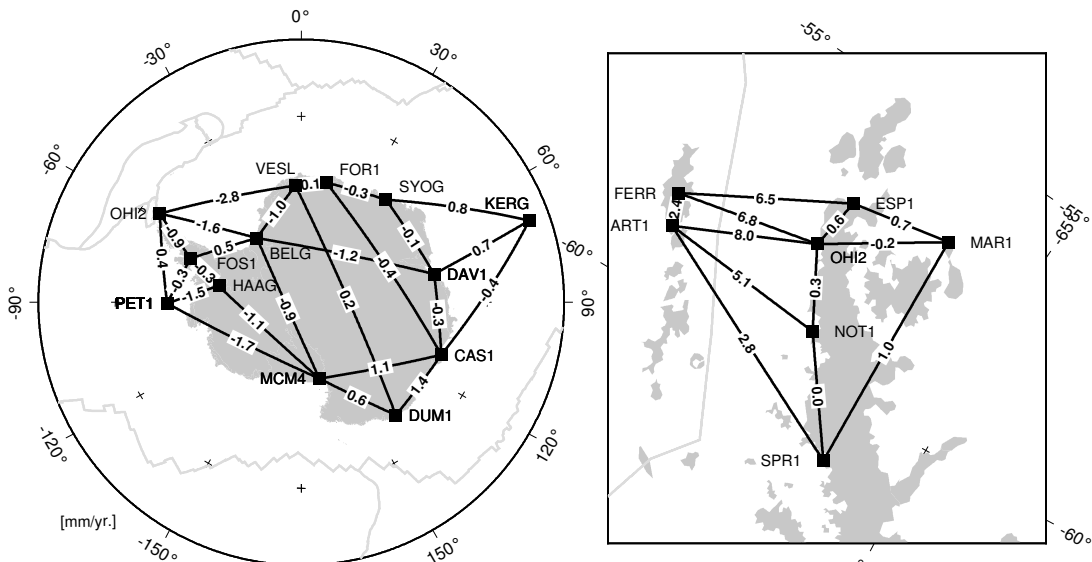


Abbildung 7: Änderungen sphärischer Distanzen zwischen ausgewählten Stationspaaren der Antarktischen Kontinentalplatte [mm/Jahr]. Die rechte Abbildung zeigt einen Ausschnitt der Antarktischen Halbinsel mit der Bransfieldstraße und den Süd-Shetland-Inseln. (Abbildung aus Rülke u. a., 2014)

Paleomagnetische Daten belegen eine Verschiebung zwischen der West- und Ostantarktis während der letzten 100 Millionen Jahre (DiVenere u. a., 1994). Analysen bathymetrischer, gravimetrischer und magnetischer Daten der südlichen Tasmansee und des Rossmeeres zeigen, dass es in einem Zeitraum von 43 - 23 Millionen Jahren vor heute eine Bewegung zwischen beiden Teilen des antarktischen Kontinentes gegeben hat (Cande u. a., 2000). Danach kam das Westantarktische Riftsystem zur Ruhe (Winberry und Anandakrishnan, 2003). Die heutigen geodätischen Beobachtungen und die daraus abgeleiteten kleinen relativen Bewegungsraten zwischen der Ost- und Westantarktis bestätigen, dass dieser Zustand weiter andauert.

Für den Bereich der Antarktischen Halbinsel ergeben sich hingegen signifikante Änderungen der sphärischen Distanzen. Auffällig ist hier insbesondere die Verkürzung der Basislinie zwischen der Spitze der Antarktischen Halbinsel (Station OHI2) und SANAE IV in der Ostantarktis (Station VESL) um fast 3 mm/Jahr. Eine genauere Analyse der Bewegungsraten der Antarktischen Halbinsel zeigt, dass sich ihr nördlicher Teil ostwärts in Richtung Ostantarktis bewegt. Weitere signifikante relative Bewegungsraten von 6-8 mm/Jahr ergeben sich zwischen den Punkten der Antarktischen Halbinsel und den vorgelagerten Süd-Shetland-Inseln. Spreitzungsprozesse in der Bransfieldstraße führen dazu, dass sich die Süd-Shetland-Inseln vom Antarktischen Festland entfernen. Diese Ergebnisse sind konsistent zu seismologischen Beobachtungen in der Region (Maurice u. a., 2003). Es kann vermutet werden, dass durch diese Prozesse ein tektonischer Druck auf den nördlichen Teil der Antarktischen Halbinsel ausgeübt wird und diese sich dadurch nach Osten verschiebt (Rülke u. a., 2014).

Neben den Horizontalbewegungen für tektonische Fragestellungen sind heute die aus GNSS-Messungen abgeleiteten Vertikalbe-

wegungen in den Polargebieten von größtem wissenschaftlichen Interesse. Eismassenänderungen in der Vergangenheit führen zu einer glazialisostatischen Ausgleichsbewegung (GIA) der heutigen Erdkruste. Aus Annahmen der Vereisungsgeschichte und den rheologischen Eigenschaften der Erdkruste und des oberen Erdmantels lässt sich diese Deformation modellieren. Mit GNSS beobachtete Vertikalbewegungen erlauben nun die Validierungen derartiger Modelle. Neben der viskosen Reaktion aufgrund historischer Eismassenänderungen führen rezente Änderungen des Eisschildes zu einer elastischen Reaktion der Erdkruste. Da die GIA-Modelle diese Anteile nicht enthalten, müssen für Vergleiche vertikale Bewegungsraten aus GNSS um diesen elastischen Effekt korrigiert werden (Groh u. a., 2014). Abbildung 8 zeigt den Vergleich zwischen beobachteten Vertikalraten in der Antarktis und einem GIA-Modell von Ivins u. a. (2013).

Neben den Beobachtungen des SCAR-Netzes und regionaler Beobachtungsnetze des IPG existieren heute eine Vielzahl geodätischer Festpunkte in der Antarktis, die durch internationale Forschungsgruppen permanent oder in Beobachtungskampagnen beobachtet werden. Eine lohnende Aufgabe der nahen Zukunft ist es, diese Beobachtungen zusammenzuführen, einer einheitlichen Auswertung zu unterziehen und somit ein homogenes Bild der rezenten Erdkrustendeformation der Antarktis abzuleiten.

Deutliche Veränderungen der Eismassen lassen sich heute nicht nur in der Antarktis sondern in besonderem Maße auch in Grönland beobachten. In Westgrönland wurde durch das IPG schon im Jahr 1994 mit der Anlage eines GPS-Beobachtungsnetzes begonnen. In den folgenden Jahren wurde dieses Netz immer wieder beobachtet und weiter ausgebaut. Die Beobachtungszeitreihen von nunmehr 20 Jahren hochgenauen GPS-Messungen sind einzigartig in Grönland und

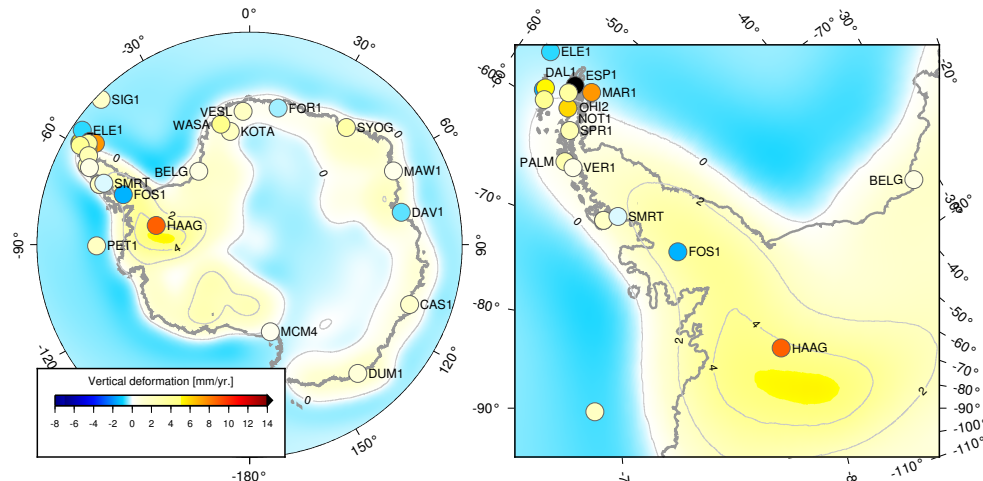


Abbildung 8: Vergleich der vertikalen Erdkrustendeformationen in der Antarktis mit dem GIA-Model IJ05R2 unter der Annahme einer Lithosphärendicke von 65 km (Ivins u. a., 2013). Die GPS-Ergebnisse wurden um den elastischen Effekt reduziert (Groh u. a., 2014) und sind als farbige Kreise dargestellt (Abbildung nach Rülke u. a., 2014).

zeigen das strategische Potential dieser Arbeiten. Bei der Konzeption des Netzes wurde das Ziel verfolgt, systematische Fehlerinflüsse des Referenzrahmens zu reduzieren. Die Anlage und das Beobachtungsregime der GPS-Punkte erlaubt die Bestimmung von relativen Bewegungen der Küstenstationen bezüglich der Inlandsstationen nahe der Kante des grönländischen Eisschildes (Dietrich u. a., 2005). Nach der Vermarkung des Hauptnetzes in den 90er Jahren wurde es in den letzten 10 Jahren weiter ausgebaut. Neue Beobachtungspunkte in unmittelbarer Nähe zu großen Eisströmen Westgrönlands, wie dem Jakobshavn Isbræ, liefern Nachweise dramatischer glaziologischer Veränderungen an den Rändern des grönländischen Eisschildes. GNSS stellt damit wertvolle komplementäre Beobachtungen zu Fernerkundungsverfahren der Eisoberflächengeometrie, wie den Satellitenmissionen ICESat und CryoSat, oder Schwerfeldmissionen wie GRACE bereit (Groh u. a., 2014).

Rezente Erdkrustendeformationen stellen nicht nur in den Polarregionen einen interessanten Forschungsgegenstand dar. Im

Grenzgebiet zwischen Sachsen, Bayern und der Tschechischen Republik liegt mit dem Vogtland eine Region, in der für Mitteleuropa verhältnismäßig starke Erdbeben registriert werden. Nach Jahren relativer Ruhe treten diese Erdbeben in der letzten Zeit wieder verstärkt auf. In den Jahren 1994/1995 wurde auf sächsischer Seite ein Beobachtungsnetz zum Großteil unterirdisch vermarkter Stationen angelegt und über mehrere Jahre wiederholt beobachtet (Abb. 9, Wendt und Dietrich, 2003). Die Deformationsraten in dieser Region sind jedoch schwer nachweisbar. Nachdem im Mai und August 2014 erneut Erdbeben bis zu einer Magnitude von 4,2 im Vogtland beobachtet wurden, wäre es nun besonders lohnend, das vor 20 Jahren angelegte Beobachtungsnetz erneut zu vermessen. Der lange Beobachtungszeitraum und die Sorgfalt in der Anlage des GPS-Netzes stützen die Erwartung, dass sich Erdkrustendeformationen inzwischen auch im sächsischen Vogtland geodätisch nachweisen lassen.



Abbildung 9: GPS-Messungen im sächsischen Vogtland. Linkes Bild: Beobachtung der unterirdisch vermarkten Festpunkte. Der Hauptpunkt wurde mit mehreren Sicherungspunkten abgesichert. Rechtes Bild: GPS-Beobachtungen auf der Station Wendelstein bei Grünbach. Von links nach rechts im Vordergrund: Jens Wendt und Monika Sonntag. Im Hintergrund: Anja Wendt, Axel Rülke, Waldemar Schneider und Lutz Eberlein.

STÖRENDE EFFEKTE ODER INTERESSANTE PHÄNOMENE

Eine Vielzahl von Phänomenen im System Erde führt zu nicht-linearen Bewegungen der Erdkruste. Die Modellierung solcher Effekte ist insbesondere dann notwendig, wenn sie sich im Vergleich zum Auswertintervall von GNSS-Daten (typischerweise ein Tag) schnell ändern. Effekte, die sich deutlich langsamer ändern, können entweder ebenfalls modelliert werden, um der angenommenen linearen Stationsbewegung näher zu kommen, oder sie können aus den GNSS-Zeitserien zwecks weiterer Analyse extrahiert werden.

FESTERDEGEZEITEN

Der größte Effekt mit hoher zeitlicher Änderung sind die Festerdegezeiten: die Reaktion der Erdkruste auf das gezeitenerzeugende Potential. Tägliche und halbtägliche periodische Variationen in der Größenordnung von mehreren Dezimetern für die vertikale Komponente verlangen eine Korrektur des Phänomens in der GNSS-Datenanalyse, da selbst die Verarbeitung von Kodemessungen eine höhere Genauigkeit von statischen

Koordinaten erlauben.

Die Deformation der Erdkruste, die aus einem gezeitenerzeugenden Potential resultiert, wird durch die Love- bzw. Shida-Zahl für die vertikale bzw. horizontale Komponente bestimmt. Diese müssen die elastischen Eigenschaften der Erdkruste widerspiegeln und werden üblicherweise aus Erdmodellen abgeleitet.

AUFLASTDEFORMATION DURCH OZEANGEZEITEN

Das Wasser der Ozeane folgt ebenfalls dem gezeitenerzeugenden Potential. Bei einer Erde ohne Kontinente bzw. ausreichend tiefem Wasser würde die Ozeanoberfläche das gezeitenerzeugende Potential direkt sichtbar machen. Die tatsächlichen Ozeangezeiten werden durch Kontinente, Schelfgebiete und Fließreibung des Wassers beeinflusst. Entsprechende Ozeangezeitenmodelle, die entweder empirisch aus Altimeterdaten oder deterministisch unter Verwendung der Strömungsgleichungen oder durch eine Kombination von beiden Ansätzen hergeleitet werden, geben die tatsächliche Reaktion des Ozeans auf die einzelnen Gezeitenkomponenten wider.

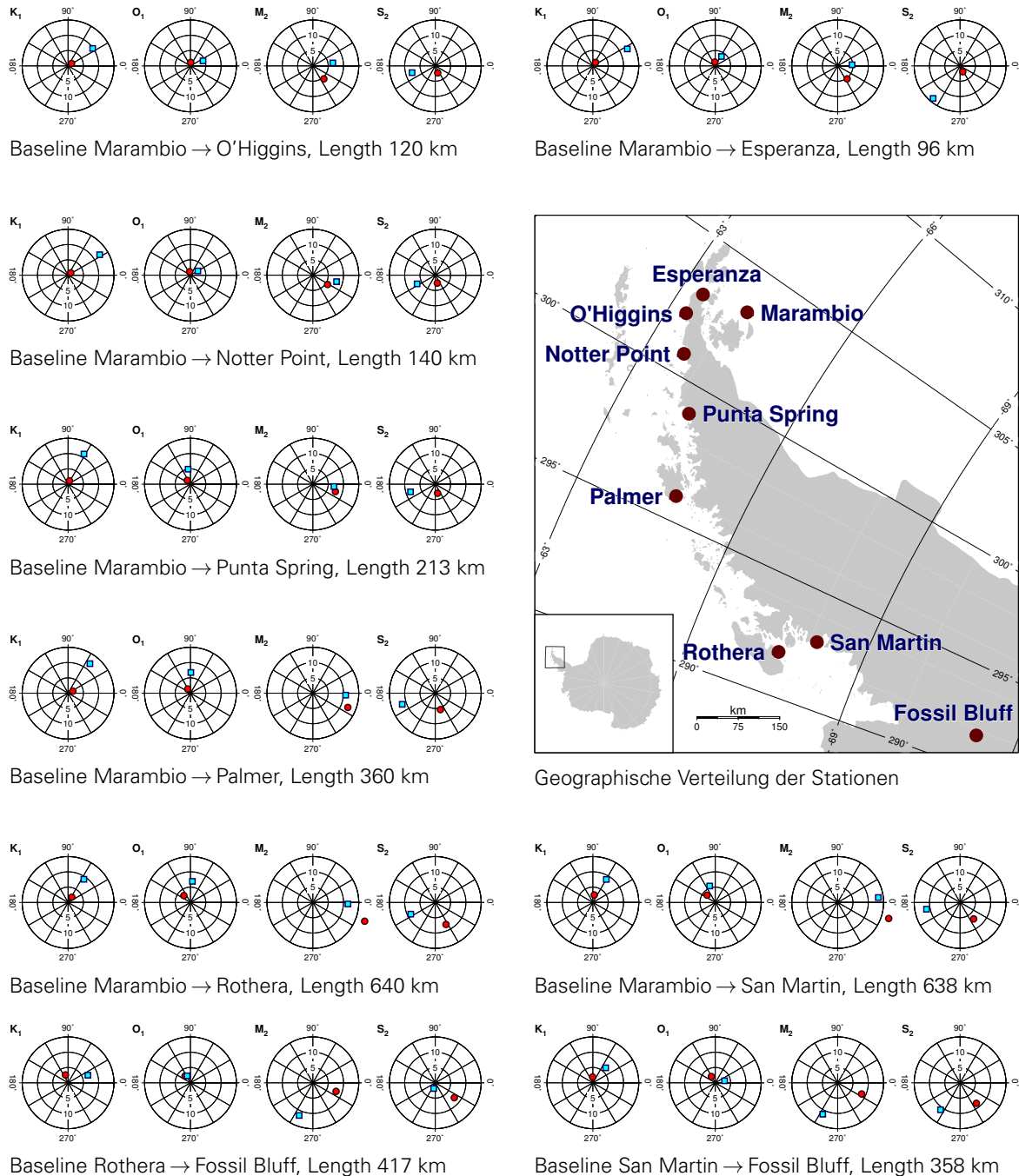


Abbildung 10: Amplituden- und Phaseninformation der relativen Auflastdeformation durch Ozeangezeiten aus GPS-Basislinienlösungen im Vergleich zu den entsprechenden Werten aus dem FES95.2.1 Modell von LeProvost u. a. (1998) (aus Dach, 2000).

Die Ozeangezeitenmodelle zeigen, dass es enorme Wassermassenverschiebungen auf der Erde mit täglichen und halbtäglichen Perioden gibt. Auf diese Änderung der Massenverteilung reagiert die Erdkruste mit Deformationen, die mehrere Zentimeter bis etwa einen Dezimeter in der vertikalen Komponente ausmachen können. Der Effekt ist in den Küstenregionen größer als im Inland.

Vor etwa 15 Jahren war es noch eine anspruchsvolle Aufgabe, die Auflastdeformation durch Ozeangezeiten aus GNSS-Daten zu extrahieren. Am IPG gelang dies zum Beispiel durch gezielte Schätzung von Amplitude und Phase der vier größten Beiträge M2, S2, O1 und K1 (Abb. 10, aus Dach, 2000). Dabei konnte die aus Modellen erwartete Deformation in einigen ausgewählten Regionen (hier nur am Beispiel der Antarktischen Halbinsel wiedergegeben) auf wenige Zentimeter bestätigt werden. Es ist auch verständlich, dass die Komponenten S2 und K1 aus GPS schlechter bestimmbar sind, da die Perioden dieser beiden Gezeitenkomponenten nahe an den bahngeometrie-bedingten Wiederholperioden der GPS-Konstellation selbst liegen (insbesondere entspricht die Periode von K1 einem Sterntag). Vor etwa 10 Jahren war eine globale Validierung von einem Modell der Auflastdeformationen durch Ozeangezeiten aus GNSS-Daten noch eine Publikation wert (Urschl u. a., 2005). Heute werden diese Modelle als eine der selbstverständlichen Korrekturen in die GNSS-Datenanalyse eingeführt.

AUFLASTDEFORMATION DURCH DIE ATMOSPÄRE

Inzwischen hat sich die Qualität der GNSS-Auswertung so weit verbessert, dass auch viel kleinere Effekte nachgewiesen werden können. Ein Beispiel sind die Erdkrustendeformationen durch Änderungen in der Luftdruckverteilung, die eine Größenordnung von einem bis wenigen Zentimetern für die

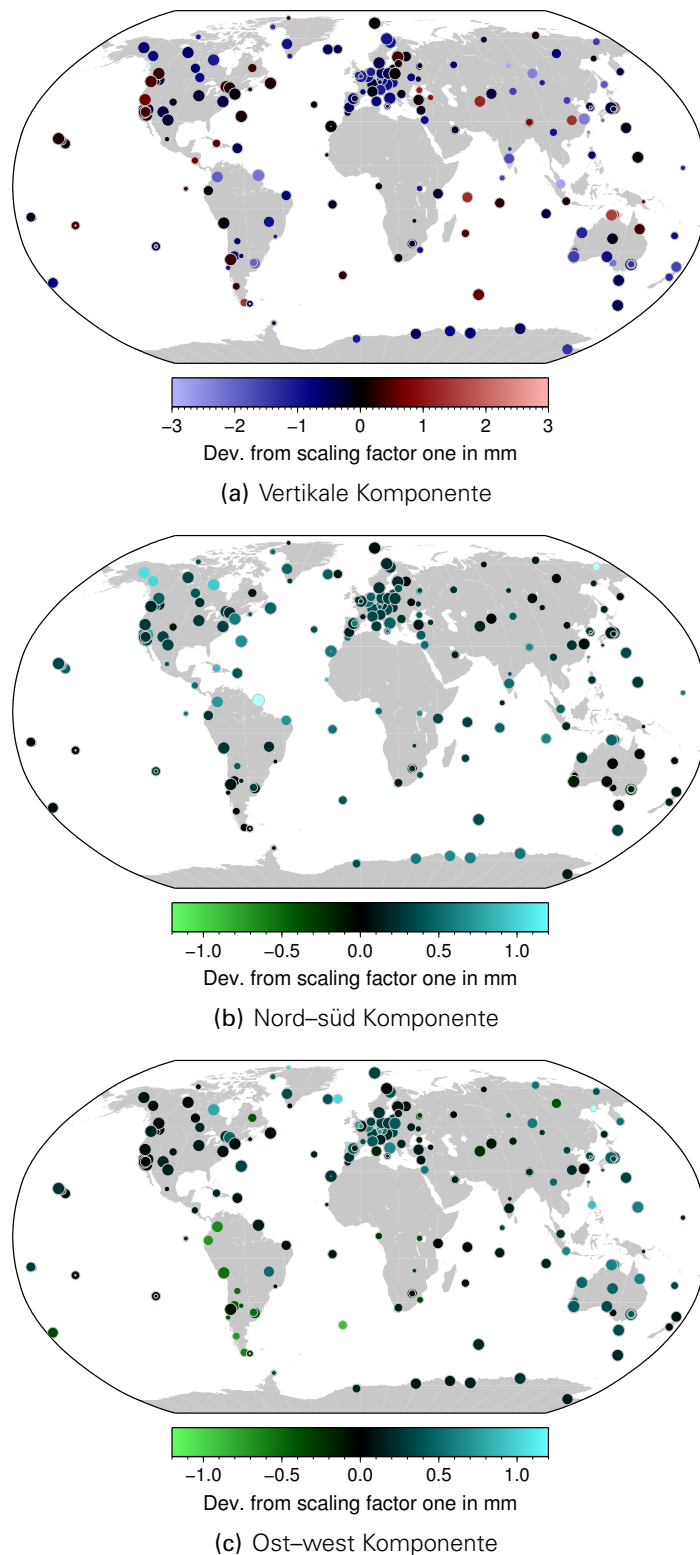
vertikale Komponente aufweisen. Die größte Auswirkung gibt es hierbei für Inlandstationen, da der Ozean im Sinne des inversen Barometers (bei einer Erhöhung des Luftdrucks wird eine entsprechende Masse an Ozeanwasser verdrängt, sodass die Auflast auf die Erdkruste konstant bleibt) zu einem Ausgleich dieses Effektes führt.

Dass dieser Einfluss bei einer GNSS-Auswertung höchster Genauigkeit korrigiert werden muss, haben mehrere Studien bestätigt. Als Beispiel sei hier Abbildung 11 (aus Dach u. a., 2011) aufgeführt. Es wird klar gezeigt, dass die Deformationen aus dem Modell von Petrov und Boy (2004) via Skalierungsfaktoren von den GNSS-Daten bestätigt wurden. Ebenso wird in Abbildung 12 eine Verbesserung der Wiederholbarkeit der Stationskoordinaten bestätigt, wenn die Auflastdeformationen der Atmosphäre aus einem Modell korrigiert werden.

Dieser Effekt ändert sich deutlich langsamer als die Auflastdeformation durch Ozeangezeiten. Im Falle von GNSS-Messungen erscheint eine Korrektur für jede einzelne Beobachtung nicht dringend erforderlich, weil der Mittelwert der Auflastdeformation pro Tag anschließend an die resultierende Stationskoordinate als nachträgliche Korrektur angebracht werden kann. Diese ist für die Bestimmung von mittleren Koordinaten und linearen Geschwindigkeiten über lange Zeiträume richtig (siehe Collilieux u. a., 2010) und erfordert nicht, dass das Auflastmodell bereits bei der Verarbeitung der GNSS-Daten vorliegt. Auf der anderen Seite wird der Einfluss auf andere Parameter der GNSS-Auswertung (z.B. Orbitparameter, siehe Abb. 13 oder Satellitenuhrparameter für ein Precise Point Positioning, PPP) dabei allerdings ignoriert.

EFFEKTE DURCH KONTINENTALE HYDROLOGIE

Eine ähnliche Größenordnung wie die Auflastdeformationen durch die Atmosphäre



Scaling factors derived from:
 ○ 15 years of data ○ 12 years of data ○ 9 years of data ○ 6 years of data

Abbildung 11: Abweichung der geschätzten Skalierungsfaktoren von 1.0 für die Auflastdeformationen aus dem Modell von Petrov und Boy (2004) aus 15 Jahren globaler Analyse von GNSS-Daten; skaliert mit der Größe des Effekts (RMS der Werte über 15 Jahre).

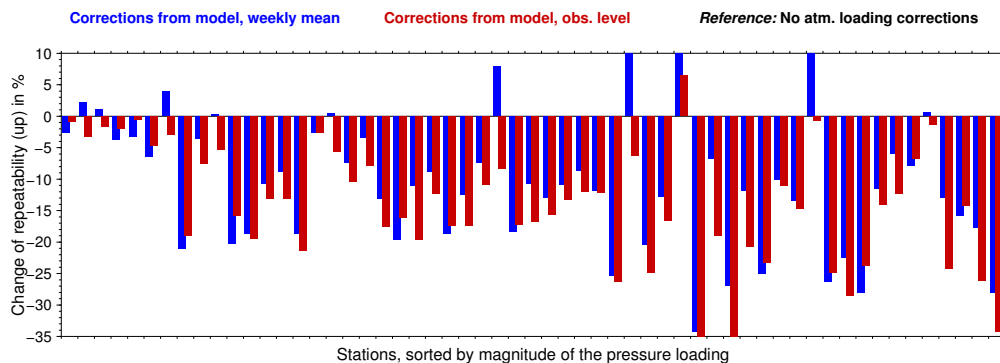


Abbildung 12: Verbesserung/Verschlechterung der Wiederholbarkeit der Stationshöhen (RMS der Residuen) von Wochenlösungen über 15 Jahre, wobei die Auflastdeformation durch die Atmosphäre auf verschiedene Art aus dem Modell von Petrov und Boy (2004) berücksichtigt wurde und mit der Lösung ohne Korrektur des Effekts verglichen worden ist. Stationen sind entsprechend dem RMS der Auflastdeformation über 15 Jahre (mindestens 4 mm RMS) in absteigender Reihenfolge geordnet.

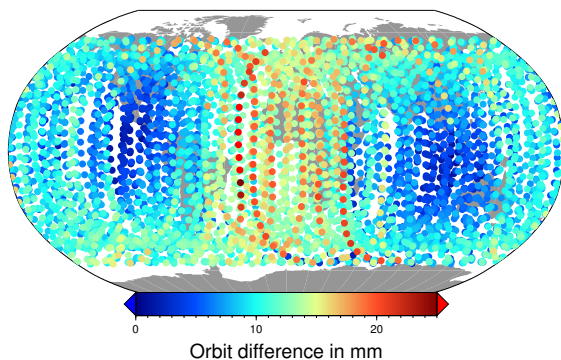
weisen Effekte der Hydrologie auf die GNSS-Beobachtungsstationen auf. Im kontinentalen Bereich kann sich Wasser in verschiedenen Kompartimenten sammeln, während sich die gespeicherte Wassermasse in Abhängigkeit der Bilanz von Niederschlag, Abfluss und Verdunstung ändert. Hydrologische Variationen sind saisonal dominiert und lassen sich räumlich vielfach diskreten Flusseinzugsgebieten zuordnen (Döll u. a., 2003).

Bei der Modellierung verschiedener mit Massenvariationen verbundener Prozesse sind Massenzuwächse bzw. -verluste entscheidende Kenngrößen der einzelnen Teilsysteme. Insbesondere findet aufgrund von Massentransporten ein Massenaustausch zwischen den Teilsystemen statt. Aus der Forderung nach globaler Massenerhaltung kann aber geschlussfolgert werden, dass für das System Erde als Ganzes die Gesamtänderung des auflasterzeugenden Deformationspotentials gleich Null sein muss. Eine Kopplung verschiedener Massenvariationsmodelle um den Anteil, der den fehlenden Massenaustausch repräsentiert, kann unter Verwendung der sogenannten Meeresspiegelgleichung (Dahlen, 1976) erfolgen. Typische räumliche und zeitliche Skalen von modellierten atmosphä-

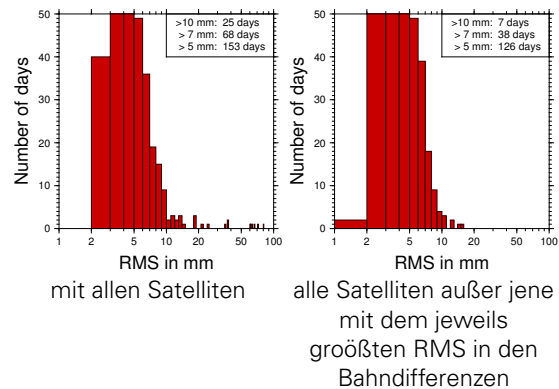
rischen und hydrologischen Massenvariationen sowie dazugehörige mit Hilfe der Meeresspiegelgleichung berechnete eustatische Meeresspiegeländerungen sind in Fritsche u. a. (2012) gegeben.

TROPOSPHÄRISCHE LAUFZEITVERZÖGERUNG

Neben einer Vielzahl von Effekten, die in Folge der Deformation der Erdkruste eine Änderung in der Stationsposition nach sich ziehen, muss ebenfalls eine vollständige und korrekte Modellierung der GNSS-Messungen erfolgen, wenn geodynamisch relevante Ergebnisse nicht verfälscht werden sollen. Ein Beispiel hierfür ist die troposphärische Laufzeitverzögerung, die den Einfluss der Atmosphärenbestandteile in der Troposphäre auf GNSS-Signale umfasst. Im Rahmen der GNSS-Auswertung wird dieser systematische Einfluss als Parameter eingeführt und mitgeschätzt. Die troposphärische Laufzeitverzögerung der GNSS-Signale ist zum einen ein störender Effekt, der vor allem bei der Schätzung der Höhenkomponente einen starken Einfluss hat. Zum anderen stellt gerade die Laufzeitverzögerung selbst, welche durch die Wasserdampfmoleküle hervorgerufen wird, eine interessante



(a) Differenzen der Satellitenpositionen am 23. Dezember 2010



(b) Histogramm der Differenzen der Satellitenpositionen aus dem Jahre 2010

Abbildung 13: Differenzen in den Satellitenpositionen im erdfesten System zwischen zwei konsistenten Lösungen, wobei die Auflastdeformationen durch die Atmosphäre entsprechend dem Modell von Petrov und Boy (2004) für jede einzelne Beobachtung korrigiert wurde bzw. wo der vollständig Effekt ignoriert worden ist.

Beobachtungsgröße für die Meteorologie und Klimaforschung dar.

Seit den 90-iger Jahren beschäftigt sich eine zunehmende Anzahl von Autoren mit der Nutzung der GNSS-Signallaufzeitverzögerung als indirekte Messmethode des Wasserdampfgehaltes. Ergebnisse dieser Untersuchungen zeigen, dass aus GNSS-Beobachtungen abgeleiteter Wasserdampf mit den Messwerten anderer Verfahren wie Radiosonden und Wasserdampfadiometern sehr gut übereinstimmt. Daraus entstanden viele Studien zum Einsatz von GNSS zur Verbesserung der Wettervorhersage. Dem Nutzen von globalen GNSS-Netzen für klimatologische Studien wurde jedoch nur wenig Beachtung geschenkt. GNSS besitzt das große Potential, dass es über lange, kontinuierliche und homogene Beobachtungszeitreihen mit zudem hoher zeitlicher Auflösung verfügt. Weltweit stellt der IGS die Daten von über 300 GNSS-Stationen bereit. Im Ergebnis der am IPG durchgeführten GNSS-Reprozessierung entstand ein zu der Zeit einmaliger homogener Datensatz für Parameter der troposphärischen Laufzeitverzögerung (Steigenberger u. a., 2006). Daraus wurden in Kombination mit Luftdruck- und

Temperaturbeobachtungen global homogene Wasserdampfzeitreihen für 10 Jahre abgeleitet und hinsichtlich von Klimasignalen analysiert und interpretiert.

Ein Schwerpunkt der Untersuchungen lag dabei im Bereich der Antarktis als einer der regionalen Forschungsschwerpunkte des IPG. Aufgrund ihrer Abgeschiedenheit und extremen Klimabedingungen sind in der Antarktis besonders wenig traditionelle Wasserdampfbeobachtungen vorhanden. Auch die Anzahl der Beobachtungen von Wettersatelliten in diesem Gebiet ist, bedingt durch die Bahngeometrie vieler Satelliten, wesentlich geringer als in anderen Regionen der Erde. Gerade in den Küstengebieten der Antarktis stellen GNSS-Stationen einen einmaligen Datenfundus bereit. Klimatologisch kommt den Polargebieten als globale Wärmesenken eine besondere Bedeutung zu. Mehrjährige Variationen des Wasserdampfgehaltes sind in der Antarktis mit weniger als einem Millimeter im Vergleich zu anderen Regionen der Erde sehr klein (Abb. 14). In Europa und großen Teilen Nordamerikas zeigen sich Anomalien des Wasserdampfgehaltes im Bereich eines Millimeters, welche sich vor allem auf thermodynamische

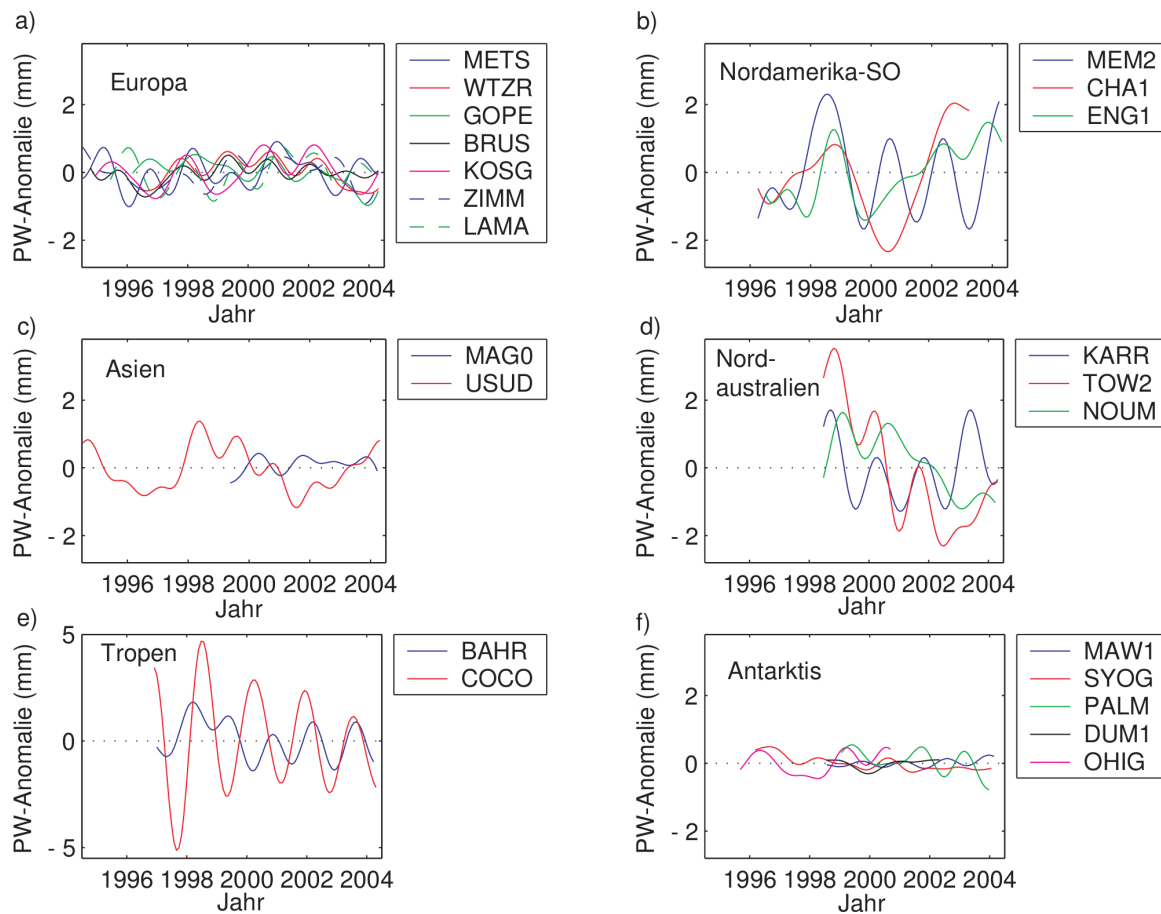


Abbildung 14: Anomalien des integrierten Wasserdampfgehaltes (precipitable water PW), Teilabbildung (e) besitzt einen anderen Maßstab.

Effekte zurückführen lassen. In den Tropen und im Südosten der USA können die Wasserdampf-anomalien 3 bis 5 mm betragen. Sie sind durch dynamische Prozesse bedingt, die mit der Südlichen Oszillation im Zusammenhang stehen (Vey u. a., 2009).

Derzeit sind im Rahmen des Europäischen Projekts COST Action ES12061 die am IPG durchgeführten Studien wieder von großem Interesse. Während sich in der letzten Dekade viele Arbeiten der Nutzung der troposphärischen Laufzeitverzögerung zur Verbesserung der Wettervorhersage widmeten, gab es nur einzelne Untersuchungen auf dem Gebiet der GNSS-Klimatologie in Nordeuropa. Mittlerweile liegen mehrere nahezu 20-jährige Reprozessierungen von GNSS-

Daten verschiedener Analysezentren vor. Sie bilden eine hervorragende Datengrundlage für weitergehende Untersuchungen zur Nutzung von GNSS in der Klimaforschung.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Verwendung satellitengestützter Positionierungsverfahren als ein messtechnisches Werkzeug in der Wissenschaftspraxis erlaubt die Bearbeitung zahlreicher Problemstellungen, die im Einzelnen weit über die reine Positionsbestimmung von Punkten im Raum bzw. direkt an der Erdoberfläche hinausgehen. Trotz alledem stellen die Bestimmung von Punktpositionen und ihrer

zeitlichen Veränderung sowie die dazugehörige Genauigkeitsanalyse die Grundvoraussetzung für alle weiteren darauf aufbauenden Analyseergebnisse dar.

Die Arbeiten im Rahmen der GNSS-Prozessierung am IPG waren stets damit verbunden, modernste Analyseverfahren in die Auswertung der bei verschiedenen Kampagnen erhobenen GNSS-Beobachtungsdaten einfließen zu lassen. Dabei erfolgten neben den Auswertungen mit regionalem Fokus ebenfalls Analysen zu einem globalen Stationsnetz unter Berücksichtigung der für eine hochgenaue Positionsbestimmung mittels GNSS notwendigen Parameter wie z. B. Troposphärenparameter, Satellitenpositionen und Erdrotationsparameter. Gleichzeitig war die Interpretation der GNSS-basierten Resultate mit Fragestellungen verbunden, die das Einbeziehen anderer Wissenschaftsdisziplinen erforderlich machte. So stehen insbesondere die für die Polarre-

gionen erhaltenen Ergebnisse in einem engen Zusammenhang mit geophysikalischen Phänomenen wie der vereisungsbedingten Erdkrustendeformation und den damit verbundenen Änderungen in Stationspositionen.

Mit dem GPS als ein Vertreter der aktuellen GNSS wurden seit 1994 satellitengestützte Beobachtungen für wissenschaftliche Zwecke am IPG gewonnen und ausgewertet. Der regionale Fokus umfasst dabei u. a. die Küstenbereiche der Ostsee, Grönlands und der Antarktis, den subglazialen See Vostok, die Regionen der Patagonischen Eisfelder und Feuerland, aber auch das Schwarmbeckengebiet des Sächsischen Vogtlands. Aufgrund der projektorientierten Forschungstätigkeit des IPG konnten größtenteils unikale Beobachtungsdaten gewonnen werden, mit deren Auswertung ein einzigartiger Erkenntnisgewinn verzeichnet werden konnte.

LITERATUR

- Glaser, Susanne (2014). *Zur Optimierung der Kombinationsstrategie verschiedener Satellitenbeobachtungsverfahren bei der Realisierung eines globalen terrestrischen Referenzsystems*. Diss. Dresden, Techn. Univ., Fak. Umweltwiss., 2014. URL: <http://nbn-resolving.de/urn:nbn:de:bsz:14-qucosa-146199>.
- Altamimi, Z., X. Collilieux und L. Métivier (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *J. Geod.* 85.8, S. 457–473. DOI: 10.1007/s00190-011-0444-4.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4.3, S. 1027. DOI: 10.1029/2001GC000252.
- Blewitt, G. (2003). Self-consistency in reference frames, geocenter definition, and surface loading of the solid Earth. *J. Geophys. Res.* 108.B2, S. 2103. DOI: 10.1029/2002JB002082.
- Cande, S.C., J.M. Stock, R.D. Müller und T. Ishihara (2000). Cenozoic motion between East and West Antarctica. *Nature* 404, 145–150.
- Collilieux, X., Z. Altamimi, D. Coulot, T. van Dam und J. Ray (2010). Impact of loading effects on determination of the International Terrestrial Reference Frame. *Adv. Space Res.* 45.1, S. 144–154. DOI: 10.1016/j.asr.2009.08.024.
- Dach, R. (2000). *Einfluss von Auflasteffekten auf präzise GPS-Messungen*. Reihe C 519. Deutsche Geodätische Kommission.
- Dach, R., J. Böhm, S. Lutz, P. Steigenberger und G. Beutler (2011). Evaluation of the impact of atmospheric pressure loading modeling on GNSS data analysis. *J. Geod.* 85.2, S. 75–91. DOI: 10.1007/s00190-010-0417-z.
- Dach, R., E. Brockmann, S. Schaer, G. Beutler, M. Meindl, L. Prange, H. Bock, A. Jäggi und L. Ostini (2009). GNSS processing at CODE: status report. *J. Geod.* 83.3–4, S. 353–365. DOI: 10.1007/s00190-008-0281-2.
- Dahlen, F.A. (1976). The passive influence of the oceans upon the rotation of the Earth. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 46, S. 363–406. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1976.tb04163.x.

- Dietrich, R., Hrsg. (1996). *The Geodetic Antarctic Project GAP95, German Contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. DGK Reihe B, Heft 304. München.
- Dietrich, R., Hrsg. (2000). *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995 – 1998*. DGK Reihe B, Heft 310. München.
- Dietrich, R., R. Dach, G. Engelhardt, J. Ihde, W. Korth, H.-J. Kutterer, K. Lindner, M. Mayer, F. Menge, H. Miller, C. Müller, W. Niemeier, J. Perlt, M. Pohl, H. Salbach, H.-W. Schenke, T. Schöne, G. Seeber, A. Veit und C. Völkse (2001). ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica - an analysis based on different individual solutions. *J Geod* 74.11/12, S. 756–766.
- Dietrich, R., A. Rülke und M. Scheinert (2005). Present-Day Vertical Crustal Deformations in West Greenland from Repeated GPS Observations. *Geophys J Int* 163.3, S. 865–874. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02766.x.
- DiVenere, V.J., D.V. Kent und I.W.D. Dalziel (1994). Mid-Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: A test of post-100 Ma relative motion between East and West Antarctica. *J. Geophys. Res.* 99.B8, S. 15115–15139.
- Döll, P., F. Kaspar und B. Lehner (2003). A global hydrological model for deriving water availability indicators: model tuning and validation. *J. Hydrol.* 270.1-2, S. 105–134. DOI: 10.1016/S0022-1694(02)00283-4.
- Dow, J., R. Neilan und C. Rizos (2009). The International GNSS Service in a changing landscape of Global Navigation Satellite Systems. *J. Geod.* 83.3, pages. DOI: 10.1007/s00190-008-0300-3.
- Ewert, H., S. V. Popov, A. Richter, J. Schwabe, M. Scheinert und R. Dietrich (2012). Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica. *Geophys. J. Int.* 191.2, S. 557–568. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05649.x.
- Farrell, W.E. (1972). Deformation of the Earth by Surface Loads. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10.3, S. 761–797. DOI: 10.1029/RG010i003p00761.
- Fritsche, M., P. Döll und R. Dietrich (2012). Global-scale validation of model-based load deformation of the Earth's crust from continental watermass and atmospheric pressure variations using GPS. *J. Geodyn.* 59–60, S. 133–142. DOI: 10.1016/j.jog.2011.04.001.
- Fritsche, M., K. Soñica, C.J. Rodríguez-Solano, P. Steigenberger, K. Wang, R. Dietrich, R. Dach, U. Hugentobler und M. Rothacher (2014). Homogeneous reprocessing of GPS, GLONASS and SLR observations. *J. Geod.* 88.7, S. 625–642. DOI: 10.1007/s00190-014-0710-3.
- Groh, A., H. Ewert, M. Scheinert, M. Fritsche, A. Rülke, A. Richter, R. Rosenau und R. Dietrich (2012). An Investigation of Glacial Isostatic Adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Global and Planetary Change* 98–99, S. 45–53. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2012.08.001.
- Groh, A., H. Ewert, M. Fritsche, A. Rülke, R. Rosenau, M. Scheinert und R. Dietrich (2014). Assessing the current evolution of the Greenland ice sheet by means of Satellite and ground-based observations. *Surv. Geophys.* DOI: 10.1007/s10712-014-9287-x.
- Helmert, F.R. (1880). *Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie. Einleitung und I. Teil: Die Mathematischen Theorien*. Leipzig: Teubner Verlagsgesellschaft Leipzig, 1962 (Nachdruck).
- Ivins, E.R., T.S. James, J. Wahr, E.J. O. Schrama, F.W. Landerer und K.M. Simon (2013). Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction. *J. Geophys. Res.* 118.6, S. 3126–3141. DOI: 10.1002/jgrb.50208.
- LeProvost, C., L. Lyard, J.M. Kolines, M.L. Genco und F. Rabilloud (1998). A hydrodynamic ocean tide model improved by assimilating a satellite altimeter derived dataset. *J. Geophys. Res.* 103.C3, S. 5513–5529.
- Maurice, S.D.R., D.A. Wiens, P.J. Shore, E. Vera und L.M. Dorman (2003). Seismicity and tectonics of the South Shetland Islands and Bransfield Strait from a regional broadband seismograph deployment. *J. Geophys. Res.* 108.B10, S. 2461. DOI: 10.1029/2003JB002416.
- Mendoza, L., R. Perdomo, J.L. Hormaechea, D. Del Cogliano, M. Fritsche, A. Richter und R. Dietrich (2011). Present-day crustal deformation along the Magallanes-Fagnano Fault System in Tierra del Fuego from repeated GPS observations. *Geophys. J. Int.* 184.3, S. 1009–1022. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04912.x.
- Petit, G. und B. Luzum, Hrsg. (2010). *IERS Conventions (2010)*. IERS Technical Note No. 36. Frankfurt am Main, Germany: Verlag des Bundesamts für Kartographie und Geodäsie.
- Petrov, L. und J.-P. Boy (2004). Study of the atmospheric pressure loading signal in very long baseline interferometry observations. *J. Geophys. Res.* 109, B03405. DOI: 10.1029/2003JB002500.

- Richter, A., D.V. Fedorov, M. Fritsche, S.V. Popov, V.Ya. Lipenkov, A.A. Ekaykin, V.V. Lukin, A.Yu. Matveev, V.P. Grebnev, R. Rosenau und R. Dietrich (2013). Ice flow velocities over Vostok Subglacial Lake, East Antarctica, determined by 10 years of GNSS observations. *J. Glac.* 59.214, S. 315–326. DOI: 10.3189/2013JG12J056.
- Rülke, A., R. Dietrich, M. Fritsche, M. Rothacher und P. Steigenberger (2008). Realization of the Terrestrial Reference System by a reprocessed global GPS network. *J. Geophys. Res.* 113, B08403. DOI: 10.1029/2007JB005231.
- Rülke, A., R. Dietrich, A. Capra, E. Dong Chen, J. Cisak, T. Eiken, A. Fox, L.D. Hothem, G. Johnston, E.C. Malaimani, A.J. Matveev, G. Milinevsky, H.-W. Schenke, K. Shibuya, L.E. Sjöberg, A. Zakrajsek, M. Fritsche, A. Groh, Ch. Knöfel und M. Scheinert (2014). „The Antarctic regional GPS network densification - status and results“. In: IAG Symposia 143, im Druck.
- Rummel, R., M. Rothacher und G. Beutler (2005). Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS) - science rationale. *J. Geodyn.* 40 (4–5), S. 357–362. DOI: 10.1016/j.jog.2005.06.003.
- Rummel, R., G. Beutler, V. Dehant, R. Gross, K.H. Ilk, H.-P. Plag, P. Poli, M. Rothacher, S. Stein, R. Thomas, P.L. Woodworth, S. Zerbini und V. Zlotnicki (2009). „Global Geodetic Observing System“. In: Hrsg. von H.-P. Plag und M. Pearlman. Springer Berlin Heidelberg. Kap. Understanding a dynamic planet: Earth science requirements for geodesy, S. 89–133. DOI: 10.1007/978-3-642-02687-4_3.
- Seitz, M., D. Angermann, M. Bloßfeld, H. Drewes und M. Gerstl (2012). The 2008 DGFI realization of the ITRS: DTRF2008. *J. Geod.* 86.12, S. 1097–1123. DOI: 10.1007/s00190-012-0567-2.
- Steigenberger, P., M. Rothacher, R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke und S. Vey (2006). Reprocessing of a global GPS network. *J. Geophys. Res.* 111, B05402. DOI: 10.1029/2005JB003747.
- Swenson, S. und J. Wahr (2008). Estimating geocenter variations from a combination of GRACE and ocean model output. *J. Geophys. Res.* 113.B08410. DOI: 10.1029/2007JB005338.
- Urschl, C., R. Dach, U. Hugentobler, S. Schaer und G. Beutler (2005). Validating ocean tide loading models using GPS. *J. Geod.* 78.10, S. 616–625. DOI: 10.1007/s00190-004-0427-9.
- Vey, S., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, P. Steigenberger und M. Rothacher (2009). On the homogeneity and interpretation of precipitable water time series derived from global GPS observations. *J. Geophys. Res.* 114.D10, D10101. DOI: 10.1029/2008JD010415.
- Wendt, J. und R. Dietrich (2003). Determination of Recent crustal deformations based on precise GPS measurements in the Vogtland earthquake area. *J. Geodyn.* 35.1-2, S. 235–246. DOI: 10.1016/S0264-3707(02)00065-0.
- Wendt, J., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Wendt, A.V. Yuskevich, A. Kokhanov, A. Senatorov, V. Lukin, K. Shibuya und K. Doi (2006). Geodetic observations of ice flow velocities over the southern part of subglacial Lake Vostok, Antarctica, and their glaciological implications. *Geophys. J. Int.* 166.3, S. 991–998. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.03061.x.
- Winberry, J.P. und S. Anandakrishnan (2003). Seismicity and neotectonics of West Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 30.18, S. 1931. DOI: 10.1029/2003GL018001.

ZUM STAND DES HÖHENBEZUGSRAHMENS IN DEUTSCHLAND

Gunter Liebsch

Bundesamt für Kartographie und Geodäsie

Mit Beiträgen von Martina Sacher, Uwe Schirmer, Axel Rülke und Jan Müller

EINLEITUNG

Das Messverfahren des geometrischen Nivellements für die Bestimmung präziser Höhen hat eine lange Historie. Bereits 1864 wurde diese Technologie für die Durchführung von Landesnivellements und die Verbindung der Pegelnullpunkte von der Mitteleuropäischen Gradmessung empfohlen (Torge, 2009). Auch wenn sich die Technologie im Laufe der Zeit weiterentwickelt hat und die mit diesem Verfahren erreichbare Genauigkeit gestiegen ist, blieb das grundsätzliche Messprinzip unverändert: die Summation vergleichsweise kleiner, über sehr kurze Entfernungen bestimmter Höhenunterschiede, die mit einer Genauigkeit von wenigen Hundertstel Millimetern gemessen werden. Das Messverfahren unterliegt dadurch u.a. geographischen Restriktionen in steilem Gelände oder bei der Überbrückung großer Wasserflächen, denen nur zum Teil und mit hohem Aufwand begegnet werden

kann (z.B. Strom- und Talübergangsmessungen).

Trotz des technologischen Fortschritts – insbesondere durch die Einführung der Digitalnivelliere – ist der personelle und finanzielle Aufwand zur Bestimmung großer Nivellementsnetze erheblich. Das Projekt zur Erneuerung des Deutschen Haupthöhennetzes (DHHN) benötigte beispielsweise von den ersten Planungen bis zur finalen Ausgleichung des Nivellementsnetzes 12 Jahre (2002-2014). Die Messungen selbst dauerten 7 Jahre (2006-2012). In dieser Zeit wurden Linien mit einer Gesamtlänge von ca. 30 000 km in Hin- und Rückmessung bestimmt (Abb. 1). Hinzu kommen diverse Überslagsmessungen, Klein- und Kontrollschleifen. Die Messungen erfolgten mit Ausnahme des Bundeslandes Mecklenburg-Vorpommern zu Fuß, d.h. zur Bestimmung des Nivellementsnetzes 1. Ordnung in Deutschland wurde eine Strecke zurückgelegt, die 1,5-mal um den Äquator reichen

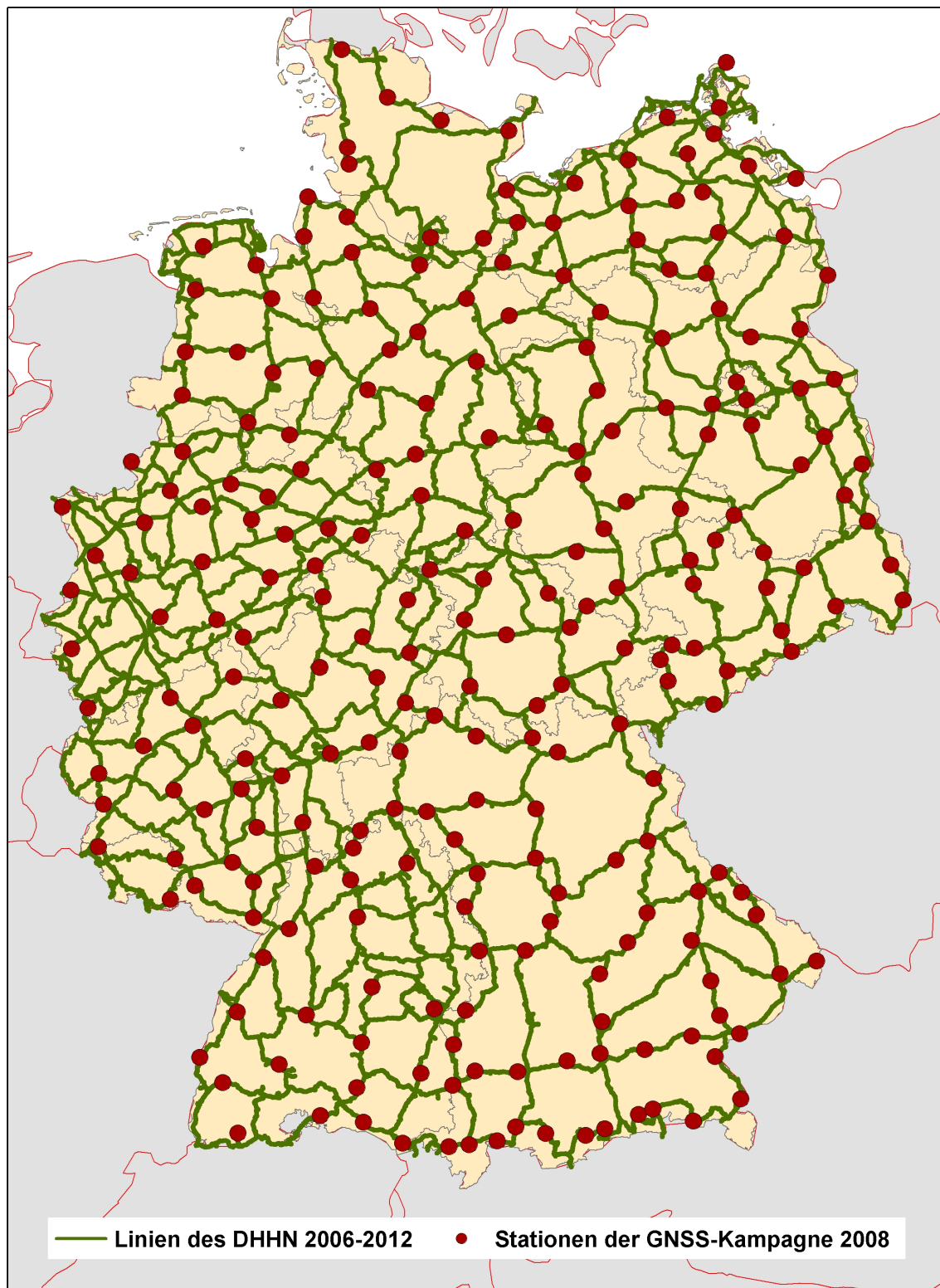


Abbildung 1: Netzentwurf des DHHN2016

würde. Dabei ist die dadurch erreichte Redundanz des Netzes – wie für Nivellementsnetze typisch – nicht allzu hoch. Insgesamt bilden die 987 Linien und 677 Knotenpunkte 311 Nivellementsschleifen. Die mittlere Redundanz des Netzes liegt damit bei 0,32. Die vergleichsweise geringe Redundanz der Nivellementsnetze, die Summation von vielen kleinen Höhenunterschieden sowie eine Reihe messtechnischer Ursachen sind Gründe für die Anfälligkeit des Verfahrens bezüglich systematischer Fehler. Sie können insbesondere in größeren Nivellementsnetzen zu erheblichen Spannungen führen. Eine weitere Fehlerquelle ist durch den langen Zeitraum bedingt, der für die Bestimmung größerer Nivellementsnetze notwendig ist. Innerhalb längerer Messepochen können die Festpunkte Höhenänderungen erfahren. Die Ursachen hierfür sind vielfältig. Sie können einen natürlichen oder anthropogenen Ursprung haben und durch verschiedene Prozesse bedingt sein. Dementsprechend weisen Höhenänderungen einen unterschiedlichen zeitlichen Verlauf auf. Zeitlich nahezu lineare, einmalige, periodische oder aperiodische Höhenänderungen können auftreten. Üblicherweise sind weder alle Ursachen der Höhenänderungen noch deren Größe und zeitlicher Verlauf mit der notwendigen Genauigkeit bekannt, um entsprechende Korrekturen berechnen zu können und die Beobachtungen in Strenge auf einen Zeitpunkt zu reduzieren. Aufgrund der ohnehin geringen Redundanz der Nivellementsnetze können sie auch nicht mit der notwendigen Zuverlässigkeit aus den Messungen einer Nivellementsepoche als zusätzliche Parameter in der Ausgleichung geschätzt werden. Sie sollen in der Regel unter Berücksichtigung älterer Messungen nachträglich bestimmt werden.

Obwohl das Verfahren des geometrischen Präzisionsnivellements mit den genannten inhärenten Schwierigkeiten und grundsätzlichen Problemen verbunden ist, wird es bis

heute in der überwiegenden Zahl der Länder für die Bestimmung der nationalen Höhenbezugsrahmen verwendet. In der Folge sind die Höhenbezugsrahmen nach wie vor national begrenzt. D.h., jedes Land misst sein Nivellementsnetz weitestgehend unabhängig von den Nachbarländern, das Höhensystem kann unterschiedlich definiert sein, das vertikale Datum wird von unterschiedlichen Bezugspegeln abgeleitet, es liegt in verschiedenen Niveaus usw. Die Höhenangaben benachbarter Länder sind dadurch meist nicht unmittelbar miteinander vergleichbar. Eine länderübergreifende Vereinheitlichung der nationalen Höhenbezugsrahmen erfolgte bisher durch den Zusammenschluss nationaler Netze mit grenzübergreifenden Nivellements, die anschließende Ausgleichung der Netze und der darauf basierten Bestimmung von Transformationsparametern zwischen den nationalen Höhenbezugsrahmen. Ein Beispiel hierfür ist der Zusammenschluss von nationalen Nivellementsnetzen im Europäischen Nivellementsnetz (*United European Leveling Network* – UELN) und der auf dieser Grundlage bestimmte Europäische Höhenbezugsrahmen 2007 (*European Vertical Reference Frame 2007* – EVRF2007) (Sacher u.a., o.D.). Auf globaler Ebene gibt es bis heute weder ein zum geometrischen Raumbezug vergleichbares und kompatibles globales physikalisches Höhenbezugssystem noch einen entsprechenden Höhenbezugsrahmen.

Die messtechnischen Grundlagen hierfür wurden durch die Satellitenschwerefeldmissionen GRACE und GOCE in den letzten 12 Jahren gelegt. Dank der genannten Missionen konnten erhebliche Fortschritte in der globalen Schwerefeldmodellierung erzielt werden. Auch die mit der Weiterentwicklung der Globalen Satellitennavigationssysteme (GNSS - Global Navigation Satellite Systems) verbundene steigende Genauigkeit des geometrischen Raumbezuges trägt dazu bei, dass durch die Nutzung von GNSS-

Messungen und Schwerefeld- bzw. Geoid- oder Quasigeoidmodellen eine echte Alternative zur Höhenbestimmung mittels geometrischen Nivellements besteht.

Die aus den Satellitenmissionen abgeleiteten Schwerefeldmodelle allein reichen aufgrund der begrenzten räumlichen Auflösung aber nicht aus. Ohne zusätzliche Informationen können die aus diesen Modellen abgeleiteten Geoid- und Quasigeoidhöhen Fehler von über einem Meter aufweisen (*omission error*). Flächendeckende, hinreichend dichte und aktuelle gravimetrische Messdaten an Land, auf großen Seen und im Meeresbereich mit einem einheitlichen Raum- und Schwerebezug sowie digitale Geländemodelle (DGM) hoher Auflösung sind für die Bestimmung der hochfrequenten Schwerefeldanteile unverzichtbar. Die Bestimmung räumlich hochauflösender Geoid- und Quasigeoidmodelle mit einer Genauigkeit im Zentimeter- und zukünftig möglicherweise Subzentimeterbereich bleibt daher eine komplexe Aufgabe, die höchste Ansprüche an die Datengrundlage und den zugrunde liegenden Raum- und Schwerebezug stellen.

Gravimetrische Daten unterschiedlicher Genauigkeit und unterschiedlichen Alters sowie eine nicht hinreichend genaue Georeferenzierung, insbesondere älterer gravimetrischer Daten, können dabei zu vergleichbaren praktischen Problemen und Genauigkeitseinbußen führen, wie sie für die Nivellements geschildert wurden. Eine weitere Fehlerquelle sind fehlende bzw. inkonsistente internationale Standards. Die daraus resultierenden Einschränkungen und Probleme sind heute ein zunehmendes Hindernis, um die Vereinheitlichung der Höhensysteme weiter voranzutreiben.

Im Folgenden werden einige Beispiele zu diesen Themen aus den praktischen Arbeiten des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie (BKG) aufgeführt.

DIE ERNEUERUNG DES DEUTSCHEN HAUPTHÖHENNETZES – DATENGRUNDLAGE, STANDARDS, KONVENTIONEN

(G. Liebsch, M. Sacher und J. Müller)

Das Höhensystem in Deutschland wird derzeit durch das Deutsche Haupthöhennetz 1992 (DHHN92) (AdV, 1995) realisiert. Es entstand nach der Wiedervereinigung durch den Zusammenschluss des Deutschen Haupthöhennetzes 1985 (DHHN85) (AdV, 1993) und des Staatlichen Nivellementsnetzes 1976 (SNN76) (Lang und Steinberg, 1993). Die Verbindungsnivellements erfolgten in den Jahren 1991 und 1992. Das Ergebnis der Ausgleichung dieses Nivellementsnetzes wurde 1993 mit Beschluss des Plenums der Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Länder der Bundesrepublik Deutschland (AdV) zur Grundlage des amtlichen Höhenbezugsrahmens in Deutschland. Die Einführung des DHHN92 erfolgte ab 1996 (Brandenburg; Major, 1996) in den Bundesländern zu unterschiedlichen Zeitpunkten.

Bedingt durch diese Entstehungsgeschichte liegen dem DHHN92 Messungen aus einem Zeitraum von nahezu 20 Jahren zugrunde, eine – wie eingangs erwähnt – lange Messepoche mit entsprechenden Nachteilen. Dieser und weitere Gründe (Projektgruppe DHHN, 2015) führten im Jahr 2002 zu der Frage, ob das DHHN92 noch die notwendige Aktualität und Genauigkeit besitzt und ob es den Anforderungen an einen modernen Raumbezug zukünftig gerecht werden kann. Die Projektgruppe zur Erneuerung des DHHN vom Arbeitskreis Raumbezug (AK Raumbezug) der AdV wurde daraufhin mit der Durchführung von Umfragen und der Erarbeitung entsprechender Analysen und darauf aufbauender Konzepte beauftragt. Im Ergebnis dieser Arbeiten beschloss

die AdV im Jahr 2005, den Höhenbezugsrahmen von Deutschland auf eine neue moderne Grundlage zu stellen. Die Konzeption für die Erneuerung des DHHN sah von Anfang an neben der ursprünglich geplanten Teilerneuerung des DHHN (Messung von 54 % der Linien des DHHN92 in Großschleifen zu Diagnosezwecken und als Rahmenetz für weitere Arbeiten) die Durchführung von GNSS-Messungen auf 250 Punkten des Nivellementsnetzes sowie die Bestimmung der Schwerebeschleunigung auf 100 GNSS-Punkten mit dem damals neuartigen feldtauglichen Absolutgravimeter A-10 vor. Entsprechend der im gleichen Zeitraum entwickelten Richtlinie für den Einheitlichen Raumbezug (AdV, 2006) werden Festpunkte, auf denen GNSS- und Absolutschweremessungen durchgeführt werden und die mit Präzisionsnivellement an das Nivellementsnetz angeschlossen sind, als Geodätische Grundnetzpunkte (GGP) bezeichnet.

Die Nivellements zur Erneuerung des DHHN wurden im Zeitraum von 2006 bis 2012 durchgeführt. Im Sommer 2008 erfolgten die GNSS-Messungen in einer sechswöchigen Kampagne der Länder und des BKG. Die Absolutschweremessungen folgten in den Jahren 2009 und 2010. Mit zunehmendem Messfortschritt wurden die Ziele für den Messungsumfang stetig höher gesteckt. Am Ende der Messepoche umfassen die Nivellements die erwähnte Länge von 30 000 km und es wurden alle GGP durch Absolut- oder Relativgravimetrie bestimmt. In einer gemeinsamen Ausgleichung wurden die Koordinaten sowohl für die 250 im Rahmen der GNSS-Kampagne beobachteten GGP als auch für alle GNSS-Referenzstationen der Länder und des BKG sowie für Stationen des International GNSS-Service (IGS), des EUREF Permanent Network (EPN) und von Positionierungsdiensten der Nachbarländer bestimmt.

Im Zuge der Auswertung dieser Messungen stellte sich natürlich die Frage nach den Standards und Konventionen des Höhensystems

in Deutschland und ob diese ggf. zu verändern waren. Da Nivellementsnetze nur ca. alle 30 Jahre oder seltener neu beobachtet werden, sind neue Standards häufig mit der Einführung eines neuen Höhenbezugsrahmens verbunden (z.B. Wechsel des Nullniveaus oder der Höhenart). In der Grundlagenvermessung wurde dadurch in der Vergangenheit nicht konsequent zwischen dem Bezugssystem und seiner Realisierung, dem Bezugsrahmen, unterschieden. Die Frage des Datums und der anderen Konventionen für den künftigen Höhenbezugsrahmen sowie deren Realisierung wurde auf einem Strategieworkshop des AK Raumbezug im Dezember 2011 intensiv diskutiert. Die Diskussion führte zu dem Schluss, dass die dem Höhensystem in Deutschland zugrunde liegenden Konventionen gegenüber den Festlegungen für das DHHN92 nicht geändert werden. Auch für den neuen Höhenbezugsrahmen werden Normalhöhen über dem Amsterdamer Pegel (NAP) bestimmt. Für die Berechnung der Normalschwere werden die Parameter des GRS80 verwendet. Als System für die Festerdegezeiten findet weiterhin das „mean tide“ System Verwendung (Ekman, 1989; Mäkinen und Ihde, 2008). Hinsichtlich der Realisierung dieser Festlegung gibt es hingegen einige Unterschiede zum DHHN92. Das DHHN92 verwendet zur Behebung des Datumsdefektes nur die Höhe eines einzelnen Datumspunktes. Dieser befindet sich an der Kirche Wallenhorst, seine Höhe wurde in der Ausgleichung des Europäischen Nivellementsnetzes UELN73/86 bestimmt. Im Gegensatz hierzu wurden in der Ausgleichung der Messungen des DHHN 2006-2012 72 Datumspunkte verwendet:

- 7 Landesnivellementshauptpunkte (u.a. Wallenhorst und Hoppegarten),
- 3 GNSS-Permanentstationen und
- 62 Geodätische Grundnetzpunkte.

Die Höhe dieser Punkte wurde vom DHHN92 abgeleitet. Die Auswahl der

Punkte erfolgte nach strengen Kriterien bezüglich der geologischen Stabilität, der Punktlage und -sicherung sowie der Vermarkung. Die Ausgleichung erfolgte zwangsfrei. An den Datumpunkten ergaben sich Differenzen von bis zu 35 mm zu den Höhen im DHHN92. Der entsprechende Wert an der Kirche Wallenhorst beträgt 1,7 mm.

Für das DHHN92 wurden keine Korrekturen für die Festerdezeiten berechnet und an die Nivellementsbeobachtungen angebracht. In diesem Fall wird üblicherweise davon ausgegangen, dass sich der variable Anteil des Gezeiteneinflusses herausmittelt und die Höhen genähert im „mean tide“ System vorliegen. Für die Messungen 2006-2012 wurden dagegen Korrekturen für die Festerdezeiten im „mean tide“ System für den Zeitpunkt der Beobachtung berechnet und als zusätzliche Korrektur der Höhenunterschiede berücksichtigt. Es zeigte sich, dass die Korrektur auch in Nivellementsnetzen kleine systematische Beträge annehmen kann. Ursachen hierfür sind in dem Umstand zu suchen, dass

- aufeinanderfolgende Linienabschnitte zu ähnlichen Tageszeiten gemessen werden und sich der Gezeiteneinfluss aufsummieren kann,
- die Messungen nicht gleichmäßig über den Tag und das Jahr verteilt sind, und
- der Zeitraum der Messepoche kleiner ist als die maximale Periodendauer der Partialtiden von 18,6 Jahren.

Durch die Berücksichtigung der Korrektur ergab sich eine, wenn auch kleine Verbesserung in der Standardabweichung der Ausgleichung. Die Höhe der Festpunkte unterscheidet sich um bis zu 3 mm von einer entsprechenden Ausgleichung ohne Gezeitenkorrektur.

Auch der Einfluss der Ozeangezeitenauflast auf die Nivellementsbeobachtungen wurde im Rahmen der Ausgleichung untersucht. Es wurden Berechnungen mit unterschiedlichen Ozeangezeitenmodellen durchgeführt,

deren Qualität zuvor durch den Vergleich mit Pegelmessungen geprüft wurde. Für die endgültigen Berechnungen wurde das Modell EOT11a des DGFI (Savcenko und Bosch, 2012) verwendet, das im Bereich der Nordsee durch das regionale Modell „European Shelf 2008“ der Oregon State University (Egbert und Erofeeva, o.D.) ersetzt wurde. Auch die Berücksichtigung der Ozeangezeitenauflast führt zu etwas kleineren Schleifenschlussfehlern in den nördlichen Bundesländern. Die entsprechenden Höhen mit und ohne Korrektur unterscheiden sich um bis zu 1 mm. Sowohl die Effekte der Ozeangezeitenauflasten als auch der Festerdezeiten wurden mit dem Softwarepaket SPOTL (Agnew, 2012) berechnet, wobei auch Skripte des Instituts für Planetare Geodäsie der TU Dresden (Scheinert und Dietrich, 2006; Scheinert u. a., 2008) zur Anwendung kamen.

Das Projekt zur Erneuerung des DHHN hat dank

- der Qualität, mit der die Messungen durchgeführt wurden,
- des Anspruches, mit dem die Projektgruppe das Projekt konzipiert und organisiert, die Messstandards (Feldanweisungen) erarbeitet und das Qualitätsmanagement betrieben hat sowie
- der Sorgfalt und Kompetenz der Analysezentren

nicht nur sehr gute Grundlagen für die Erneuerung und Modernisierung des Höhenbezugsrahmens von Deutschland geschaffen, sondern auch hochwertige und unika-le Daten für weitere Untersuchungen. Für das Nivellementsnetz soll dies an zwei Zahlen veranschaulicht werden. Die Standardabweichung der Ausgleichung für den mittleren Kilometerfehler liegt mit 0,64 mm deutlich unter dem Ergebnis des DHHN92 (0,86 mm). Die Umringschleife des gesamten Netzes mit einer Länge von 5350 km weist einen Fehler von 13,3 mm auf. Dies sind weniger als 10 % des (nach der Feldan-

weisung) zulässigen Schleifenschlussfehlers von 146 mm. Der entsprechende Widerspruch der Umringsschleife des DHHN92 war demgegenüber deutlich größer. Er betrug 138 mm bei einer Länge von 4 103 km. Im Folgenden werden Untersuchungen auf der Grundlage dieses Datensatzes beschrieben.

VEREINHEITLICHUNG VON HÖHENBEZUGSRAHMEN

(G. Liebsch und A. Rülke)

Die hier beschriebenen Ergebnisse wurden im Rahmen des ESA Support to Science Elements „GOCE+ Height System Unification“ gefördert. Die Arbeiten wurden in einem Konsortium unter Leitung der TU München (R. Rummel, Th. Gruber) und in Zusammenarbeit mit der University of Calgary (M. Sideris) und dem National Oceanographic Center Liverpool (Ph. Woodworth, Ch. Hughes) mit dem Ziel durchgeführt, den Beitrag der GOCE-Mission zur Vereinheitlichung von Höhensystemen zu untersuchen.

Die wesentlichen Voraussetzungen für die Vereinheitlichung von Höhenbezugsrahmen sind neben Metadaten, die das zugrunde liegende Höhensystem beschreiben, Festpunkte mit Höhen in den jeweiligen nationalen Bezugsrahmen sowie physikalische Höhenunterschiede zwischen diesen Festpunkten. Letztere können, wie in der Einleitung beschrieben, mit Hilfe des geometrischen Nivellements und Schwere-messungen entlang der Nivellements-linien bestimmt werden („Leveling approach“). Die physikalischen Höhenunterschiede können aber auch aus GNSS-Messungen und einem Schwerefeldmodell bzw. daraus abgeleiteten gravimetrischen Geoid-/Quasigeoidmodellen berechnet werden („gravity field approach“). Der Höhenoffset des nationalen Höhenbezugsrahmens dH ergibt sich dabei aus dem Widerspruch zwischen den nationalen physika-

lischen Höhen H , den ellipsoidischen Höhen h an diesen Punkten und gravimetrischen Geoid- bzw. Quasigeoidhöhen ζ

$$dH = h - H - \zeta.$$

Diese einfache Formel stellt das Grundprinzip dieses Ansatzes dar. Dabei wird die Konsistenz der Bezugssysteme und -rahmen aller Eingangsgrößen vorausgesetzt. Dies ist in der Praxis meist nicht der Fall. Die verwendeten physikalischen Höhen unterscheiden sich außer in ihrem vertikalen Datum auch durch die Art der Höhen (Normalhöhen, orthometrische Höhen usw.). Die Konventionen und Parameter des Höhensystems können verschieden sein. Die Auswirkungen dieser Effekte müssen durch zusätzliche Korrekturen berücksichtigt werden. Systematische Fehler, die in den Nivellements, aber auch in den anderen Größen nicht grundsätzlich ausgeschlossen werden können, führen dazu, dass der bestimmte Höhenoffset nicht eindeutig ist und regional variieren kann. Je nach Größe dieser systematischen Fehlereinflüsse und den Genauigkeitsanforderungen der Höhentransformation ist die Bestimmung des Höhenoffsets für praktische Anwendungen u.U. nicht ausreichend, wenn der Höhenoffset an nur einem Ort (z.B. Datumspunkt) bestimmt oder über mehrere Punkte gemittelt wurde.

Eine der wesentlichen Inkonsistenzen der verwendeten Datensätze ist in den unterschiedlichen Konventionen zur Berücksichtigung der Festerdegezeiten begründet. Während für die Nivellements häufig das bereits erwähnte „mean tide“ System verwendet wird, beziehen sich GNSS-Koordinaten auf die „conventional tide free crust“ und die Schwerefeld- und gravimetrischen Quasigeoidmodelle auf ein „zero-tide“ Potential. Für die Untersuchungen zur Vereinheitlichung von Höhenbezugsrahmen am BKG werden alle Größen auf das „zero tide“ System reduziert. Für die Synthese von Quasigeoidhöhen aus globalen Schwerefeldmodellen wird das Normalpotential des GRS80 verwendet.

Tabelle 1: Höhenoffset und Standardabweichung des Deutschen Haupthöhennetzes

HNIV	h(GNSS)	Anzahl	Offset [m]	Standardabw. [m]
DHHN92	ETRF2000	954	-0.3833	0.0261
DHHN2016	ITRF2005	295	-0.3986	0.0199
DHHN2016	ETRF2000	295	-0.3889	0.0224

Der in Tabelle 1 angegebene Höhenoffset wurde anhand der physikalischen und ellipsoidischen Höhen von 295 Punkten des Projektes zur Erneuerung des DHHN (physikalische Höhen entsprechend Abschnitt 2, ellipsoidische Höhen im ITRF2005) sowie einem gravimetrischen Quasigeoid berechnet. Das Quasigeoid ist durch Filterung aus dem

- GOCE Schwerefeldmodell TIM R4 (Pail u. a., 2011) für den langwelligen Anteil und
- EGG08 (Denker, 2013) für den kurzwelligen Anteil

bestimmt worden (Rülke u. a., 2013). Das Nullniveau des deutschen Höhenbezugsrahmens (NAP) liegt damit 40 cm unter dem Niveau der entsprechenden Äquipotentialfläche $W_0 = U_{0(GRS80)}$ bzw. 10 cm über dem Potential des Geoids $W_0 = 62\,626\,856,0 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ (Petit und Luzum, 2012). Entsprechende Berechnungen können mit Daten anderer Länder durchgeführt werden. Liegen diesen Berechnungen dieselben Konventionen und Modelle zugrunde, sind die Höhenoffsets unmittelbar miteinander vergleichbar.

Für die Angabe von Koordinaten in Deutschland und vielen anderen europäischen Ländern werden die globalen Bezugsrahmen des *International Terrestrial Reference Frame* (ITRF), die auf den Festlegungen des International Earth Rotation and Reference Systems Service (IERS) basieren (Petit und Luzum, 2012), nicht unmittelbar verwendet. Von der Vermessungspraxis werden i.d.R. Koordinaten erwartet, die über einen möglichst langen Zeitraum bei einer Genauigkeit im Zentimeterbereich unverändert blei-

ben. Da sich die Plattentektonik auf große Bereiche Europas im Rahmen der angestrebten Genauigkeit gleichartig auswirkt, wurde das Europäische Terrestrische Referenzsystem 1989 (ETRS89) definiert, das den amtlichen Koordinatenangaben zugrunde liegt. Das ETRS89 ist laut Definition an den stabilen Teil der Eurasischen Platte zur Epoche 1989.0 gebunden. Die internationalen und die dazugehörigen europäischen Referenzrahmen unterscheiden sich folglich durch die Bewegung der Eurasischen Platte. Der Übergang vom ITRF_y zum ETRF_y wird durch eine 6-Parameter-Transformation beschrieben. Drei Parameter geben die Bewegung der Eurasischen Platte durch zeitliche Rotationsänderungen an. Die 3 Translationsparameter berücksichtigen Datumsunterschiede zwischen dem jeweiligen ITRF_y und dem ITRF89. Diese Translationsparameter werden aus den 14 Transformationsparametern zwischen dem ITRF_y und dem ITRF89 für den Schwerpunkt des europäischen Netzes berechnet, so dass die globalen Datumsunterschiede zwischen verschiedenen ITRF im Netzschwerpunkt eliminiert werden. Maßstab und Orientierung der ETRF_y werden aus den zugehörigen ITRF_y übernommen. Diese Praxis verringert die Datumsunterschiede verschiedener ITRF in Europa und wird in dieser Form seit Bestehen des ETRS89 im Grundsatz unverändert angewendet. Mit dem Erscheinen neuer ITRF werden die zugehörigen Transformationsparameter berechnet und veröffentlicht (Boucher und Altamimi, 2011). Die Transformation führt zu einer deutlichen Verringerung systematischer Koordinatenunterschiede der ETRF im Vergleich zu den ITRF in Lage und Höhe (Abb. 2).

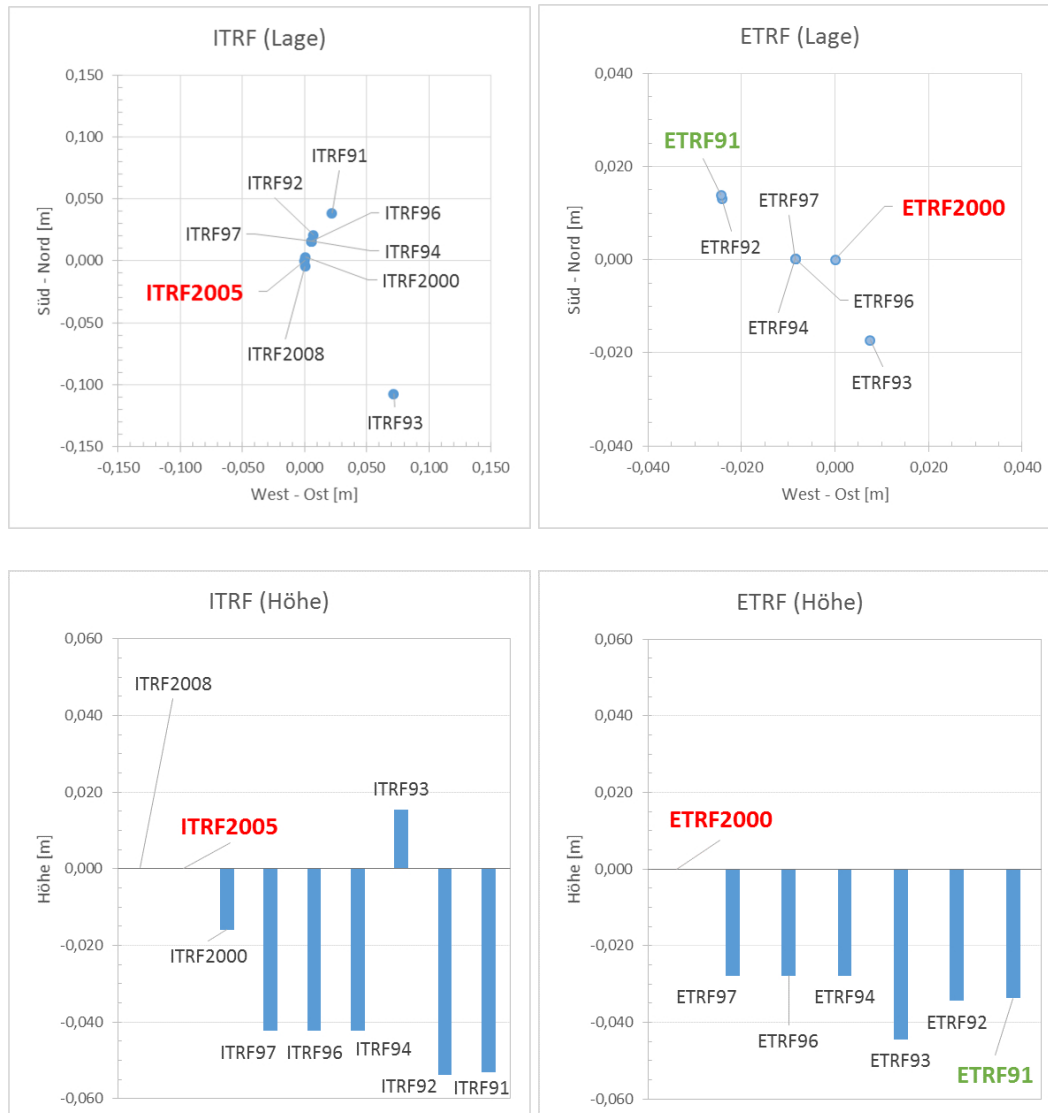


Abbildung 2: Vergleich von Bezugsrahmen für einen Punkt in Karlsruhe (links ITRF-, rechts ETRF-Bezugsrahmen)
 oben: Vergleich der Lage-Komponenten bezüglich ITRF2005 bzw. ETRF2000
 unten: Vergleich der Höhen-Komponente bezüglich ITRF2005 bzw. ETRF2000
 Die Berechnung wurde mit dem Transformationsdienst auf der EPN-Homepage durchgeführt (http://www.epncb.oma.be/_productsservices/coord_trans/).

Da der Translationsvektor in kartesischen Koordinaten definiert ist, werden nicht nur die Lagekoordinaten im Netzschwerpunkt auf die Realisierung des ITRF89 zurückgeführt, es ändern sich auch die ellipsoidischen Höhen. Mit zunehmendem Abstand vom Netzschwerpunkt wachsen die Unterschiede zwischen den ellipsoidischen Höhen im ITRFyy und dem entsprechenden ETRFyy

tendenziell an. Es stellt sich die Frage, welche Auswirkungen diese Transformation auf die Bestimmung der Höhenoffsets und die Konsistenz der Datensätze hat. Die Berechnung des Höhenoffsets (Tab. 1) wurde deshalb sowohl mit den ellipsoidischen Höhen im ITRF2005 als auch mit den entsprechend transformierten Höhen im ETRF2000 bestimmt. Es zeigt sich, dass der Höhenoff-

set um ca. 1 cm abweicht. Hierin kommen die Auswirkungen der genannten Datumsunterschiede zwischen dem ITRF2005 und dem ETRF2000 bzw. dem ITRF89 zum Ausdruck. Die Standardabweichung bei Nutzung von ellipsoidischen Höhen im ETRF2000 ist höher als die des ITRF2005. Dies ist ein Hinweis darauf, dass der derzeitige verwendete Transformationsansatz zu einer größeren Inhomogenität der Daten führt. Sollte sich dieses Ergebnis bei Verwendung anderer Datensätze bestätigen, ist der bisher verwendete Transformationsansatz zu überdenken.

Die Beispiele zeigen, dass sowohl die derzeitigen Bezugssysteme als auch die darauf beruhenden Realisierungen nicht vollständig konsistent sind. Beides beeinträchtigt und erschwert die Vereinheitlichung der Höhenbezugsrahmen. Die Inkonsistenzen und ihre Auswirkungen müssen bei der Bestimmung der Transformationsparameter zwischen den Höhenbezugsrahmen und bei der praktischen Anwendung dieser Parameter beachtet werden. Hinzu kommen die Diskussionen über das Nullniveau W_0 eines zukünftigen globalen Höhensystems. Abweichungen von der Festlegung $W_0 = U_{0(GRS80)}$ bedingen weitere Berechnungen, die die meisten Anwender nicht selbst durchführen können oder wollen. Die Einführung neuer konsistenter Standards, wie

- die Festlegung eines neuen Geodätischen Referenzsystems (Ersatz des GRS80) oder
- eine neue Konvention für die Korrektur der Festerdezeiten in den Raumverfahren,

hätte aber ebenfalls weitreichende Konsequenzen. Da diese Standards in der Vermessungspraxis bereits weit verbreitet sind, wäre die Einführung eines neuen Referenzellipsoides oder die Änderung von allen ellipsoidischen Höhen ein fehlerträchtiger Prozess und mit einem sehr hohen Aufwand verbunden. Die Verwendung des „conventional tide free“ Systems für physikalische

Höhensysteme wäre aber ebenfalls nicht unproblematisch. Beispielsweise wird hierdurch der Vergleich von mittleren Meereshöhen an Pegelstationen erschwert, da das Nullniveau nicht einer mittleren Äquipotentialfläche des Erdschwerefeldes entspricht. Es bleibt abzuwarten, ob und wie diese kontroversen Interessen gelöst werden können. In jedem Fall sollten sie nicht dem Anwender überlassen werden. Bis zur Umsetzung dieser Lösung müssen Transformationsdienste und die Modelle der Höhenbezugsfläche implizit entsprechende Korrekturen berücksichtigen (z.B. durch eine Korrekturfläche zum gravimetrischen Quasigeoid). Die Beschreibung des Datumsunterschiedes ist im Ergebnis der zuvor genannten Gründe nicht mehr durch einen einfachen Offset möglich.

UNTERSUCHUNG VON HÖHENÄNDERUNGEN IN MECKLENBURG-VORPOMMERN

(M. Sacher und G. Liebsch)

Nach dem Abschluss der Nivellements im DHHN im Jahr 2012 und der Bereitstellung der ausgeglichenen Normalhöhen durch die Rechenstellen im 1. Quartal 2014 rückt die Interpretation der Höhenänderungen in den Vordergrund der Analyse der Daten. Der einfache Vergleich mit den Höhen des DHHN92 oder älterer Höhenbezugsysteme in Deutschland zeigt in weiträumigen Gebieten Höhendifferenzen in der Größenordnung von ± 3 cm, in Gebieten mit Bergbautätigkeit werden Beträge von bis zu 10 cm erreicht. Diese Höhendifferenzen können sicher nicht auf eine gemeinsame Ursache zurückgeführt werden. Vielmehr überlagern sich Einflüsse wie vertikale Bewegungen durch Bergbautätigkeit, systematische Fehler auf einzelnen Linien in verschiedenen Epochen, unterschiedliche Realisierungen des Höhen datums und Höhenänderungen tektonischen Ursprungs. Dazu kommen Instabilitäten der

Vermarkung einzelner Punkte sowie kleinräumige Bewegungen, z.B. durch Grundwasserschwankungen.

Die Analyse der Höhenänderungen steht deswegen noch ganz am Anfang. Um Einflüsse der Netzausgleichung aus der Betrachtung auszuschließen, sollten sich die Untersuchungen möglichst auf unausgeglichene Höhenunterschiede stützen. Die Anzahl der dafür verwendbaren Messepochen unterscheidet sich in den verschiedenen Netzteilen. Der größte Teil der Linien des DHHN wurde seit 1945 dreimal nivelliert. In den alten Bundesländern wurde jedoch zwischen den Epochen 1960 und 1985 der Verlauf vieler Linien geändert. Außerdem liegt nur ein Teil der Messungen der Epoche 1960 am BKG digital vor. In den neuen Bundesländern gab es wesentlich weniger Linienverlegungen zwischen den einzelnen Epochen. An der Ostseeküste steht neben den Epochen 1956 und 1976 zusätzlich das Ostseeküstennivellement 1966 für die Untersuchungen von Höhenänderungen zur Verfügung. Darüber hinaus konnten die Messwerte einiger Linien des Nivellements des Reichsamts für Landesaufnahme von 1937/1938 in Mecklenburg-Vorpommern digitalisiert werden. Somit stehen z.B. für die Untersuchung von Höhenänderungen auf der Insel Rügen 5 Epochen zur Verfügung.

Eine relativ einfache Möglichkeit für den Vergleich der verschiedenen Messepochen besteht im Aufsummieren der Differenzen der Höhenunterschiede zwischen jeweils 2 Epochen (Höhenunterschiedsänderungen) entlang einer Linie. Dabei wird die Differenz relativ willkürlich an einem der beiden Knotenpunkte mit Null angenommen (lokaler Bezugspunkt). Beim Vergleich von mehr als 2 Epochen kann beurteilt werden, ob bestimmte Bewegungstendenzen in allen Epochen auftreten oder ob z.B. eine Epoche von allen anderen abweicht. Diese Methode wurde schon während der Messungen 2006-2012 im DHHN benutzt, um vermutete

Systematiken in den Messungen aufzudecken und um die regionale Stabilität von potentiellen Datumspunkten zu beurteilen.

Im diesem Abschnitt wird die Methode zur Untersuchung von möglichen Höhenänderungen in Nord-Süd-Richtung auf der Insel Rügen verwendet. Dazu wurden die Linienverläufe Stralsund – Samtens – Trent – Altenkirchen – Arkona (im folgenden Linie A genannt) sowie Rheinberg – Garz – Puttbus – Bergen – Sagard – Altenkirchen (im folgenden Linie B genannt) untersucht. Dieses Gebiet wurde auch von Dietrich (2004) untersucht. Für die Linie Altenkirchen–Arkona konnten 4, für alle anderen Linien 5 Messepochen in die Untersuchung einbezogen werden. Alle Höhenänderungen der Linie A wurden auf den Punkt Stralsund/Marienkirche, alle Höhenänderungen der Linie B auf den Punkt Rheinberg/Kirche bezogen. Abbildung 3 zeigt die aufsummierten Differenzen gemessener Höhenunterschiede der jeweils benachbarten Epochen der Linie A, Abbildung 4 entsprechend für die Linie B. Auf keiner der beiden Linien stimmen die Bewegungstendenzen zwischen den verschiedenen Epochen überein. Allenfalls auf einigen kurzen Abschnitten ist eine Ähnlichkeit des Bewegungsverhaltens über mehr als 2 Epochen zu erkennen. Aus dem in der Ausgleichung ermittelten mittleren Kilometerfehler von 1,32 mm (Lang und Steinberg, 1993) für das Füllnetz des SNN56 bzw. 0,64 mm für das DHHN2016 ergeben sich zufällige Fehler für einen Höhenunterschied über die Entfernung von 80 km von 5,7 mm bzw. 12 mm. Die maximale Differenz zwischen den Höhenunterschieden zweier Epochen für die Linien A und B liegt bei 15 mm. Der überwiegende Teil der Differenzen ist also allein aus zufälligen Fehlern erklärbar. Eine eventuelle Hebung des Nordens der Insel Rügen aufgrund postglazialer Höhenänderungen ist offensichtlich kleiner als die sie überlagernden übrigen Höhenänderungen bzw. Fehlerinflüsse.

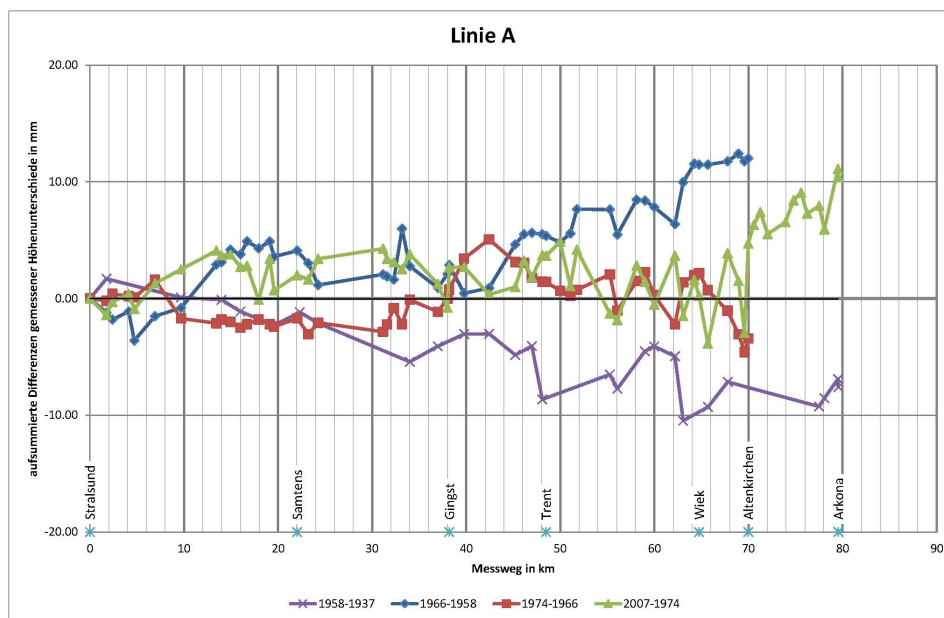


Abbildung 3: Höhenänderungen entlang der Linie Stralsund–Altenkirchen–Arkona

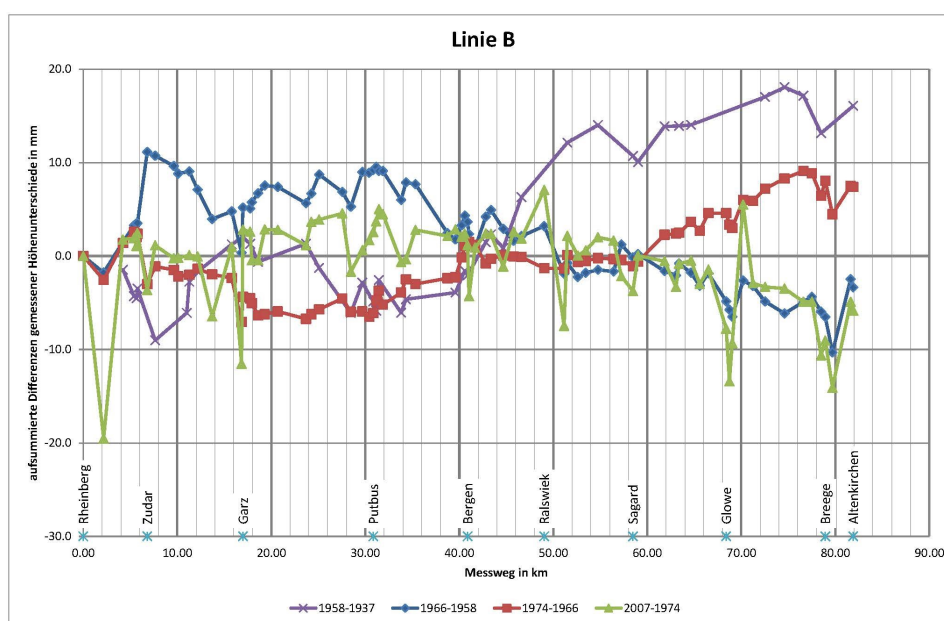


Abbildung 4: Höhenänderungen entlang der Linie Rheinberg–Garz–Altenkirchen

Das Beispiel zeigt anschaulich die Problematik, die mit der Analyse von Höhenänderungen auf der Grundlage von Wiederholungsnivellements verbunden ist. Weitere Untersuchungen zu dieser Thematik stehen noch aus.

DIE NÄCHSTEN SCHRITTE

(G. Liebsch, U. Schirmer und J. Müller)

Der vorangegangene Abschnitt hat eine Nutzungsmöglichkeit der Daten des DHHN-Projektes aufgezeigt. Die in Tabelle 1 enthaltenen Ergebnisse des Vergleiches von ellipsoidischen und nivellistischen Höhen sowie dem gravimetrischen Quasigeoidmodell zeigt die hohe Konsistenz der Daten, die dem zukünftigen Höhenbezugsrahmen in Deutschland zugrunde liegen. Die aus den 295 GGP bestimmte Standardabweichung des Höhenoffsets liegt unter 2 cm (bei Verwendung ellipsoidischer Höhen im ITRF2005). Dieses Maß gibt den Grad für die Übereinstimmung der voneinander unabhängigen Daten an. Durch den Vergleich zur Standardabweichung unter Verwendung von Höhen im DHHN92 mit 2,61 cm wird die hohe Qualität des neuen Nivellementsnetzes bestätigt. Das Projekt zur Erneuerung des DHHN hat aber noch nicht alle Ziele erreicht (Projektgruppe DHHN, 2015). Einige Fragen sind noch offen. Abbildung 5 zeigt die verbliebenen Differenzen an den GGP nach Abzug des Mittelwertes. Sie zeigt eine, wenn auch kleine Systematik in den Residuen, deren Ursache noch nicht geklärt ist. Wie die Ausführungen gezeigt haben, können die Ursachen grundsätzlich in allen Messverfahren liegen: systematische Fehler der Nivellements, inkonsistente Lagerung der GNSS-Netze oder langwellige Fehler der globalen Schwerfeldmodelle. Die dargestellte Systematik kann in erster Näherung durch eine Ebene beschrieben werden. Zieht man diese Ebene ab, liegt die Standardabweichung

der verbleibenden Residuen bei lediglich 1,26 cm. Die Bestimmung physikalischer Höhen mittels GNSS-Messungen und gravimetrischen Quasigeoid mit Zentimetergenauigkeit rückt damit in greifbare Nähe.

Regionale Quasigeoidmodelle mit dieser Genauigkeit und Zuverlässigkeit erfüllen die Anforderungen eines breiten Nutzerkreises an die Höhenbestimmung. Sie sind eine Voraussetzung für die weitere Verbreitung der GNSS-Technologie zur Bestimmung physikalischer Höhen und die schrittweise Ablösung des geometrischen Nivellements über größere Entfernungen. Um dieses Ziel zu erreichen, müssen die den Modellen zugrunde liegenden Daten hohen Anforderungen genügen. Die derzeit verwendeten gravimetrischen Daten in einigen Landesteilen sind aber bereits mehr als 70 Jahre alt. Insbesondere diese Datensätze verfügen nicht mehr über die notwendige Aktualität und Zuverlässigkeit. Die Validierung der gravimetrischen Datenbasis am BKG zeigt immer wieder Beispiele, dass insbesondere die Georeferenzierung der älteren Daten, d.h. die Angabe von Lage- und Höhenkoordinaten des Schwerewertes, nicht den heutigen Anforderungen entspricht. Darüber hinaus können auch kleinere Lücken in der gravimetrischen Datenbasis lokal begrenzte Fehler im Quasigeoidmodell hervorrufen. Ein Beispiel hierfür ist eine Datenlücke mit einer Ausdehnung von ca. 10 km im Raum Hof. Nachdem diese Datenlücke durch neue Messungen geschlossen werden konnte, ergaben sich Differenzen zu den zuvor prädierten Schwerewerten von bis zu 5 mGal. Diese Differenzen bewirken einen Unterschied in den Höhen der daraus berechneten Quasigeoidmodelle von mehr als 10 mm (Abb. 6).

Um die Qualität und Zuverlässigkeit des Quasigeoids weiter zu steigern, wird die gravimetrische Datenbasis in Deutschland gegenwärtig weiter verbessert. In den Ländern Nordrhein-Westfalen, Bayern und Hessen werden umfangreiche Neumessungen mit dem Ziel durchgeführt, Schwerewerte

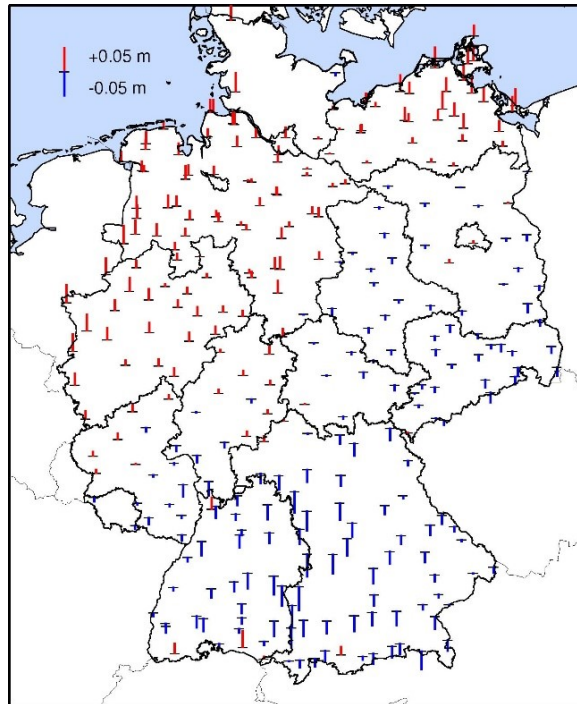


Abbildung 5: Residuen von ellipsoidischen und physikalischen Höhen des Projektes zur Erneuerung des DHHN zu einem gravimetrischen Quasigeoid (ellipsoidische Höhen im ITRF2005)

im Abstand von mindestens 4 km mit einer Genauigkeit von besser $100 \mu\text{Gal}$ zu bestimmen. Auch vom BKG wurden in den letzten Jahren zur Schließung von Datenlücken mehrere Messkampagnen initiiert, u.a. im oberen Rheingraben bei Pfungstadt, in zwei Regionen Niedersachsens, um Wettzell im Bayerischen Wald und, gemeinsam mit Bayern, auf dem Truppenübungsplatz Grafenwöhr. Zusammen mit dem GFZ, dem BSH und dem Institut für Seenforschung der Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg wurden schiffsgravimetrische Vermessungen des Bodensees bzw. in der Ostsee in den Jahren 2012 und 2013 durchgeführt. In diesem Jahr wurden die Wattgebiete vor der Küste Schleswig-Holsteins vermessen. In diesem für geodätische Präzisionsmessungen schwer zugänglichen und bisher kaum

vermessenen Gebiet konnten dank der Unterstützung des Landesbetriebes für Küstenschutz, Naturpark und Meeresschutz (LKN) und des Landesamtes für Vermessung und Geoinformation (LVerGeo) ca. 300 Messpunkte bestimmt werden.

In der Summe dieser Aktivitäten und der weiteren Verbesserungen der globalen Schwerefeldmodelle werden Genauigkeit und Zuverlässigkeit der Höhenbezugsfläche im Vergleich zur aktuellen Version des Quasigeoids weiter steigen. Der AK Raumbezug beabsichtigt, ein neues Quasigeoidmodell gemeinsam mit allen anderen Ergebnissen des DHHN-Projektes sowie weiterer landesspezifischer Verdichtungen in allen Bundesländern zeitgleich einzuführen. Die dafür notwendigen Arbeiten sollen bis 2017 abgeschlossen werden.

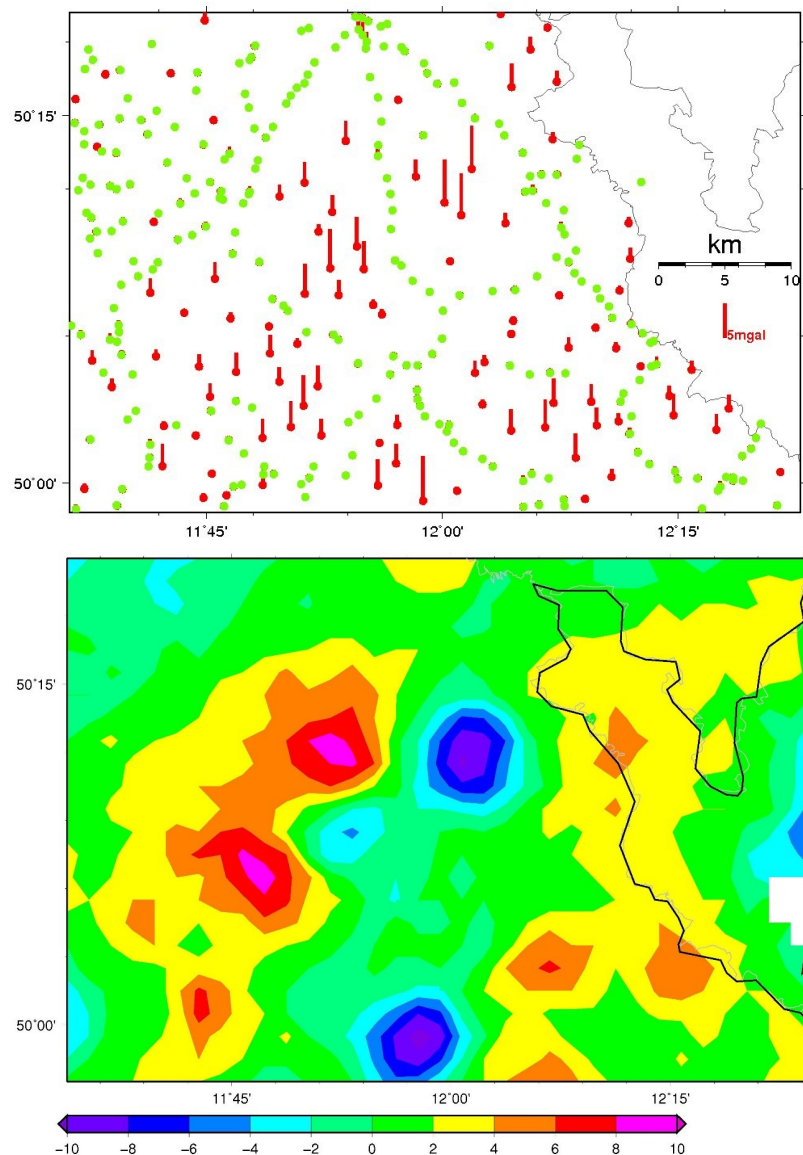


Abbildung 6: Auswirkung von Datenlücken in der Gravimetrie auf das Quasigeoid

- oben Schweremessungen 2005 (grün) und zusätzliche Messpunkte 2011 (dargestellt sind die Differenzen zwischen gemessener und interpolierter Schwereanomalie)
- unten Differenzen zwischen den abgeleiteten Geoidmodellen in mm

LITERATUR

Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Länder der Bundesrepublik Deutschland (AdV), Arbeitskreis Höhenfestpunktfeld und Schwerfestpunktfeld (AK Niv) (1993). *Die Wiederholungsmessung 1980 bis 1985 im Deutschen Haupthöhennetz und das Haupthöhennetz 1985 der Bundesrepublik Deutschland*. München: Bayerisches Landesvermessungsamt.

Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Länder der Bundesrepublik Deutschland (AdV), Arbeitskreis Höhenfestpunktfeld und Schwerfestpunktfeld (AK Niv) (1995). *Deutsches Haupthöhennetz 1992 (DHHN 92)*. München: Bayerisches Landesvermessungsamt.

-
- Arbeitsgemeinschaft der Vermessungsverwaltungen der Länder der Bundesrepublik Deutschland (AdV) (2006). *Richtlinien für den einheitlichen Raumbezug des amtlichen Vermessungswesens in der Bundesrepublik Deutschland*. Website. <http://www.adv-online.de/AdV-Produkte/Festpunkte/binarywriterservlet?imgUid=f1a809e3-f472-12df-2d78-8a438ad1b276&uBasVariant=11111111-1111-1111-1111-111111111111>, letzter Zugriff 08/2014.
- Agnew, D. C. (2012). *SPOTL: Some Programs for Ocean-Tide Loading*. SIO Technical Report. Scripps Institution of Oceanography.
- Denker, H. (2013). „Regional gravity field modeling: theory and practical results“. In: *Sciences of Geodesy – II*. Hrsg. von G Xu. Springer, S. 185–291.
- Dietrich, R. (2004). *Höhenänderungen im Küstenbereich der Ostsee*. Abschlussbericht zum KfKI Projekt, FKZ 03KIS022. 01062 Dresden: Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.
- Ekman, M. (1989). Impacts of geodynamic phenomena on systems for height and gravity. *Bull. Geod.* 63, S. 281–296.
- Petit, G. und B. Luzum (2012). *IERS Conventions (2010)*. IERS Technical Note 36. Frankfurt am Main: Verlag des Bundesamtes für Kartographie und Geodäsie.
- Scheinert, M. und R. Dietrich (2006). *Einfluss von Gezeiten auf geodätische Messungen*. Techn. Ber. Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.
- Scheinert, M., A. Groh und R. Dietrich (2008). *Programm zur Berechnung von Gezeitenreduktion für das Nivellement*. Techn. Ber. Technische Universität Dresden, Institut für Planetare Geodäsie.
- Lang, H. und J. Steinberg (1993). Zur Entwicklung der Höhennetze auf dem Territorium der neuen Bundesländer. *Allgemeine Vermessungsnachrichten* 8-9, S. 295–309.
- Mäkinen, J. und J. Ihde (2008). „The permanent tide in height systems“. In: *Observing our Changing Earth*. Hrsg. von M. G. Sideris. Bd. 133. International Association of Geodesy Symposia. Springer, S. 81–87.
- Major, W. (1996). Höhen im System des Deutschen Haupthöhennetzes 1992. *Vermessung Brandenburg* 2.
- Boucher, C. und Z. Altamimi (2011). *Specifications for reference frame fixing in the analysis of a EUREF GPS campaign*. Website. <http://etrs89.ensg.ign.fr/memo-V8.pdf>, letzter Zugriff 10/2014.
- Egbert, G. D. und S. V. Erofeeva. Website. <http://volkov.oce.orst.edu/tides/ES.html>, letzter Zugriff 07/2014.
- Pail, R., S. Bruinsma, F. Migliaccio, C. Förste, H. Goiginger, W.-D. Schuh, E. Höck, M. Reguzzoni, J.-M. Brockmann, O. Abrikosov, M. Veicherts, T. Fecher, R. Mayrhofer, I. Krasbutter, F. Sanso und C. Tscherning (2011). First GOCE gravity field models derived by three different approaches. *Journal of Geodesy* 85, S. 819–843.
- Rülke, A., G. Liebsch, M. Sacher, U. Schäfer, U. Schirmer und J. Ihde (2013). Unification of European height system realization. *Journal of Geodetic Science* Band 2, Heft 4, S. 343–354.
- Sacher, M., J. Ihde, G. Liebsch und J. Mäkinen. *EVRF2007 as Realization of the European Vertical Reference System*. Website. <http://www.bkg.band.de/geodIS/EVRS/SharedDocs/Downloads/Publications/EVRF2007AsRealOfEVRS,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/EVRF2007AsRealOfEVRS.pdf>, letzter Zugriff 10/2014.
- Savcenko, R. und W. Bosch (2012). *EOT11a - Empirical Ocean Tide Model From Multi-Mission Satellite Altimetry*. Techn. Ber. 89. DGF.
- Torge, W. (2009). *Geschichte der Geodäsie in Deutschland*. 2. Aufl. Berlin, New York: de Gruyter.
- Projektgruppe DHHN (2015). Das Projekt zur Erneuerung des DHHN: Ein Meilenstein zur Realisierung des integrierten Raumbezuges in Deutschland. *Zeitschrift für Geodäsie, Geoinformation und Landmanagement (ZfV)*. in Vorbereitung.

GEODÄTISCHE ERDSYSTEMFORSCHUNG MITTELS SATELLITENFERNERKUNDUNG

Ralf Rosenau¹, Anja Wendt², Michael Baessler³

¹ TU Dresden; ² Kommission für Erdmessung und Glaziologie, Bayerische Akademie der Wissenschaften; ³ Institut für Methodik der Fernerkundung, Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. (DLR)

EINLEITUNG

In den letzten Jahrzehnten wurde eine große Vielzahl an Fernerkundungssatelliten für unterschiedlichste Anwendungsbereiche entwickelt, die heute die wesentliche Grundlage für globale Monitoring-Aufgaben bilden. Die für viele Monitoring-Aufgaben erforderliche hohe räumliche Auflösung wird derzeit aber nur von bildgebenden Satellitensystemen ermöglicht, weshalb sich dieser Artikel nur auf diese Sensoren beschränkt. Neben klassischen optischen Sensoren, die die von der Erdoberfläche reflektierte elektromagnetische Sonnenstrahlung im sichtbaren, thermischen und infraroten Spektrum registrieren, sind es gerade die hochauflösenden SAR-Sensoren (*Synthetic Aperture Radar*), die in den letzten Jahren aufgrund ihrer weitgehenden Wetterunabhängigkeit stark an Bedeutung gewonnen haben. Gegenwärtig ist die Satellitenfernerkundung aufgrund

der nahezu globalen Abdeckung, der hohen geometrischen Auflösung sowie der großen zeitlichen Verfügbarkeit in vielen Bereichen den terrestrischen Beobachtungstechniken überlegen. Ferner ist sie in einigen Regionen der Erde (insbesondere in den Polarregionen) im Hinblick auf den hohen logistischen und finanziellen Aufwand terrestrischer Beobachtungen die einzige praktikable Alternative. In diesen Bereichen werden terrestrische Daten oftmals nur noch zur Validierung und Kalibrierung von Fernerkundungssensoren erhoben.

Die Satellitenfernerkundung deckt ein breites Anwendungsspektrum ab und wird seit mehreren Dekaden standardmäßig zur Erfassung überregionaler Phänomene im Bereich der Meteorologie, der Geowissenschaften sowie auf dem Gebiet der Umweltforschung genutzt. Gerade das globale Monitoring von Wetter- und Klimadaten liefert die zentralen Eingangsgrößen für nume-

rische Wettermodelle. Im Bereich des Umweltmonitoring sind es vor allem die Beobachtung von Hangrutschungen und Vulkandeformationen in abgelegenen Regionen sowie die Kartierung urbaner Veränderungen. Die Beobachtung dieser Veränderungen kann dabei auf sehr unterschiedlichen Zeitskalen von wenigen Tagen bis über mehrere Dekaden erfolgen. In einem immer größeren Umfang werden Satellitenbilder zur Kartierung und Klassifizierung in der Land- und Forstwirtschaft genutzt (wie z.B. das europäische Projekt "Copernicus" Global Land Service³). Darüber hinaus sind Fernerkundungsdaten eine wichtige Grundlage auf dem Gebiet der Kartographie, Glaziologie, Geophysik und Mineralogie. Mittlerweile können auch in nahezu Echtzeit verfügbare Bilddaten auf dem Gebiet des Katastrophenschutzes eingesetzt werden. Nicht zuletzt besitzen hochauflösende Satellitenbilder im Bereich der militärischen Aufklärung eine zentrale Stellung.

Die aufgezählten Anwendungsbeispiele verdeutlichen, dass eine verstärkte Notwendigkeit von Satellitendaten mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung sowie mehr und mehr mit einer großflächigen Abdeckung besteht. Teilweise kann dies durch die Änderung der Blickrichtung (vorwärts/rückwärts, links/rechts) und des Blickwinkels von Sen-

soren erreicht werden. Dennoch können diese Anforderungen nur durch eine größere Anzahl von Satelliten mit einer möglichst hohen Wiederholrate über der gleichen Region erzielt werden. Überdies erfordert es Downlink-Stationen mit hoher Bandbreite, um die immer größeren Datenmengen zu empfangen.

Im folgenden Abschnitt werden einige aktuelle Fernerkundungssatelliten vorgestellt sowie ausgewählte zukünftige Satellitenmissionen beschrieben. Im dritten Abschnitt folgt eine kurze Darstellung verschiedener Auswertemethoden für die im letzten Abschnitt aufgeführten Anwendungsbeispiele aus dem Bereich des Geomonitorings und der Glaziologie.

FERNERKUNDUNGSSENSOREN

Die meisten Fernerkundungssatelliten erreichen eine vollständige bzw. beinahe vollständige Abdeckung der Erdoberfläche durch eine sonnensynchrone und annähernd polare Orbitkonfiguration. In der Regel umkreisen diese Satelliten die Erde in einer Höhe zwischen 400 km und 800 km. Heutzutage erreichen moderne bildgebende Sensoren eine geometrische Auflösung von weniger als einem Meter. Damit dringen diese

³<http://land.copernicus.eu/global/>

Tabelle 1: Übersicht der für die Geowissenschaften relevanten bildgebenden Satellitenmissionen

Sensor	Landsat ETM+/OLI	ERS-1/2	ENVISAT ASAR	TerraSAR-X	Sentinel-1A
Zeitraum	1972–heute	1991–2011	2002–2012	2007–heute	2014–heute
Zyklus	16 Tage	1, 3, 35, 168 Tage	35 Tage	11 Tage	12 Tage
Abdeckung	±82°	±83°	±81,4°	global	±81,8°
Auflösung	15–80 m	4–20 m	30–1000 m	0,25–18,5 m	5–100 m
Spektrum	0,45–12,5 µm	C-Band, 5,7 cm	C-Band	X-Band, 3,1 cm	C-Band, 5,5 cm
Kanäle	4–8	-	-	-	-
kostenfrei	ja	nein	nein	nein	ja

satellitengestützten Verfahren in einen vollkommen neuen Markt vor, der zuvor hauptsächlich durch Luftbilder abgedeckt wurde. Am 13. August 2014 startete der Fernerkundungssatellit WorldView-3, der eine geometrische Auflösung von 0,31 m im Bereich des sichtbaren Lichts aufweist.

Die wissenschaftliche und kommerzielle Auswertung der Satellitenbilder wurde bis vor kurzem noch stark von der Datenpolitik der Satellitenbetreiber eingeschränkt. So waren die meisten hochauflösenden Fernerkundungsdaten nur zu hohen Preisen oder gar nicht erhältlich, was eine großflächige Auswertung stark einschränkte. Dies änderte sich in den letzten Jahren. Im Jahre 2008 wurde das komplette Landsat-Archiv der Öffentlichkeit frei zugänglich gemacht, das über 40 Jahre kontinuierliche Satellitenbilder mit nahezu globaler Abdeckung beinhaltet. Auch plant das kürzlich gestartete Copernicus-Programm mit den Sentinel Satelliten ebenfalls einen freien Datenzugang. Als einen weiteren Schritt in diese Richtung ist die Lockerung der US-Bestimmungen zu werten, die es nunmehr erlaubt, panchromatische und multispektrale Satellitenbilder mit einer geometrischen Auflösung von weniger als 1,0 m an Kunden außerhalb der USA auszuliefern.

Der Traum von global verfügbaren, hochauflösenden Echtzeitbildern könnte schon in wenigen Jahren in Erfüllung gehen. So kaufte Google das Startup Skybox Imaging, dessen Mini-Satelliten hochauflösende Satellitenbilder und sogar Satellitenvideos aufnehmen. Das Unternehmen plant bis 2016 die Anzahl der Satelliten deutlich zu erhöhen, womit vollständige Aufnahmen der Erdoberfläche zweimal täglich realisiert werden könnten. Potenzielle Anwendungen für derartige Echtzeitbilder findet man beim Hafenmonitoring, im Krisenmanagement oder bei der Beobachtung von Verkehrszuständen.

Mit der steigenden Anzahl und Verfügbarkeit von Fernerkundungsdaten wächst auch die Notwendigkeit für zuverlässigere

und gut koordinierte Beobachtungsstrategien und -methoden. Darüber hinaus ist für die Beantwortung komplexer geophysikalischer Fragestellungen eine visuelle Interpretation von Satellitenbildern oftmals nicht mehr allein ausreichend, sondern erfordert mitunter die Kombination multitemporaler, multisensoraler sowie multispektraler Satellitenbilder. Dazu müssen konsistente und weitgehend automatisierte Auswerteverfahren entwickelt werden.

Stellvertretend für die auf unterschiedlichsten Gebieten genutzten Satellitendaten gibt Tab. 1 eine Übersicht über Fernerkundungssensoren, die einerseits im geowissenschaftlichen Bereich eine große Verwendung finden und andererseits die Datengrundlage der gezeigten Anwendungsbeispiele des vierten Abschnittes bilden. Als einer der bedeutendsten Vertreter von Sensoren im optischen Spektralbereich gilt die Landsat-Mission, die nahezu global und kontinuierlich seit dem Anfang der 1970er Multispektralbilder aufnimmt. Während bis 1999 eine geometrische Auflösung von maximal 30 m erreicht werden konnte, liefern die beiden jüngsten Sensorgenerationen (Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+) und Operational Land Imager (OLI)) panchromatische Satellitenbilder mit einer geometrischen Auflösung von bis zu 15 m. Im Gegensatz zu optischen Sensoren erlebten die bildgebenden Radarsatelliten ihren Durchbruch erst Anfang der 1990er Jahre. Mit dem Start der European Remote Sensing Satellites ERS-1 im Jahre 1991 und ERS-2 im Jahre 1995 war es möglich, mit interferometrischen Auswertungen auch hochpräzise Deformationsmessungen durchzuführen. Der ebenfalls von der Europäischen Weltraumorganisation (ESA) im Jahre 2002 gestartete Umweltsatellit ENVISAT (Environmental Satellite) verfügte über zahlreiche Sensoren, wie beispielsweise Radaraltimeter, Radiometer, Spektrometer und optische Sensoren. Überdies bestand mit Hilfe des ASAR-Sensors (Advan-

ced Synthetic Aperture Radar) die Möglichkeit der SAR-Interferometrie. Ein enormer Sprung in der SAR-Sensorentwicklung gelang mit TerraSAR-X, der im Rahmen einer Public-Private-Partnership (PPP) zwischen dem Deutschen Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) und der EADS Astrium GmbH realisiert wurde. Mit TerraSAR-X sind SAR-Bildaufnahmen mit einer geometrischen Auflösung von unter einem Meter möglich. Darüber hinaus konnte durch die Verwendung einer kürzeren Wellenlänge (X-Band; 3,1 cm) des SAR-Sensors auch die Sensitivität bei der interferometrischen Auswertung deutlich gesteigert werden.

METHODIK

INSAR

In diesem Abschnitt sollen die Grundzüge der SAR-Interferometrie (kurz: InSAR) dargestellt werden; für eine detaillierte Einführung sei z. B. auf Bürgmann u. a. (2000),

Hanssen (2001) oder Simons und Rosen (2007) verwiesen. Die SAR-Interferometrie nutzt die Phaseninformation des zurückgestreuten Signals eines vom Satelliten ausgesendeten Radarpulses. Diese Phase ψ hängt hauptsächlich von der Entfernung Satellit-Bodenpixel, dem Zustand der Atmosphäre (der im Folgenden vernachlässigt werden soll) und den Oberflächeneigenschaften am Boden ab und ist zunächst in einer SAR-Aufnahme zufällig verteilt. Erst die Phasendifferenz zweier Aufnahmen, das Interferogramm, liefert die gewünschte Messgröße der interferometrischen Phase ϕ . Voraussetzung hierfür ist, dass die Oberflächeneigenschaften während beider Aufnahmen nahezu identisch sind, die Aufnahmen also kohärent sind und dadurch der Einfluss der Oberflächeneigenschaften auf die interferometrische Phase entfällt. Der geometrische Anteil, die Entfernung vom Satellit zum Boden hängt dabei von der Höhe H des jeweiligen Pixels ab und von der Deformation D zwischen den beiden Aufnahmen. Während der topografische Anteil ϕ_{topo} von der Basislinie

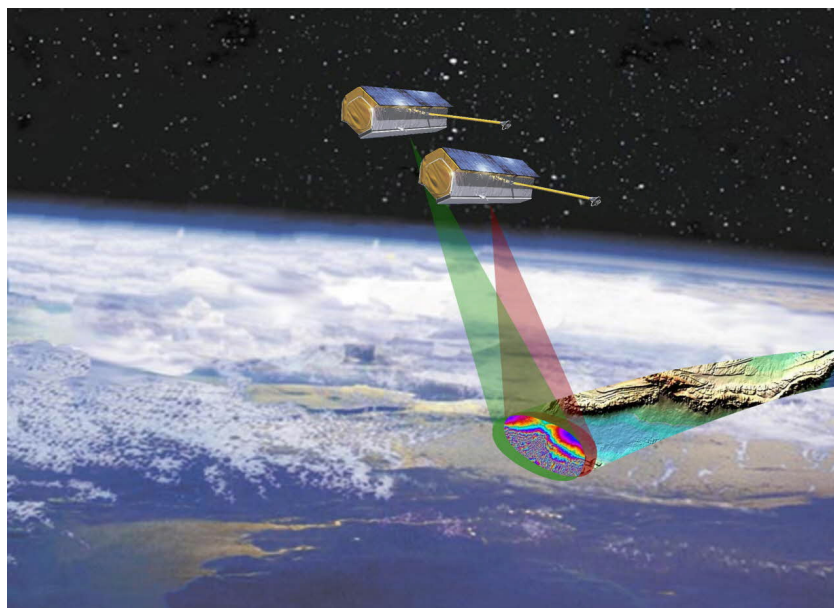


Abbildung 1: Visualisierung der TanDEM-X-Mission (Copyright: © Astrium / 2004). Infolge der leicht unterschiedlichen Blickrichtungen der Satelliten ergeben sich Phasendifferenzen zwischen beiden Aufnahmen (Interferogramm genannt, als Regenbogen-Farbverlauf dargestellt), welche genutzt werden, um die Oberflächentopografie zu berechnen.

B abhängt, wirkt sich eine Deformation direkt auf die Entfernung aus, die wiederum skaliert mit der Wellenlänge λ in die Phase ϕ_{def} umgerechnet wird,

$$\phi = \psi_2 - \psi_1 = \phi_{\text{topo}}(\lambda, B, H) + \phi_{\text{def}}(\lambda, D).$$

Dabei können je nach Anwendung verschiedene Satellitenkonstellationen genutzt werden. Soll die Topografie der Erdoberfläche bestimmt werden, sind idealerweise zeitgleiche Aufnahmen von unterschiedlichen Orbitpositionen zu verwenden. Dieses Konzept wird beispielsweise bei der TanDEM-X-Mission des DLR (Krieger u. a., 2007) zur Generierung eines globalen digitalen Höhenmodells verfolgt (Abb. 1). Für die Bestimmung von Oberflächendeformationen hingegen müssen die Aufnahmen zu unterschiedlichen Zeitpunkten mit möglichst kurzer räumlicher Basislinie aufgenommen sein. Die Zeitspanne wird dabei so gewählt, dass die Deformation einerseits groß genug ist, um sie beobachten zu können (wenige mm), andererseits aber nicht zu groß, da sonst Änderungen der Oberflächeneigenschaften die Kohärenz der Signale herabsetzen. Für die Bestimmung von Gletscherfließgeschwindigkeiten werden daher Interfero-

gramme mit einer zeitlichen Basis von wenigen Tagen genutzt (Baessler u. a., 2012; Metzger u. a., 2000). In ariden Regionen, die auf Grund fehlender Vegetation eine hohe Kohärenz auch über längere Zeiträume gewährleisten, können Erdkrustendeformationen aus Interferogrammen mit einer Zeitspanne von bis zu wenigen Jahren bestimmt werden (Pritchard und Simons, 2004).

FEATURE TRACKING

Unter *Feature Tracking* wird allgemein die automatische Zuordnung von identischen Objekten in zeitlich aufeinanderfolgenden Bildern verstanden. Da die Zuordnung eines Bildpunktes zwischen zwei Bildern in der Regel nicht eindeutig ist, werden zusätzlich Informationen der unmittelbaren Nachbarschaft hinzugezogen. Diese Vorgehensweise wird auch als flächenhafte Bildpunktzuordnung bezeichnet. Aufgrund ihrer hohen Zuverlässigkeit erfreut sie sich im Bereich der Fernerkundung hoher Beliebtheit. Daneben gibt es noch weitere Zuordnungsverfahren auf die im Folgenden nicht eingegangen wird. Eine Übersicht verschiede-

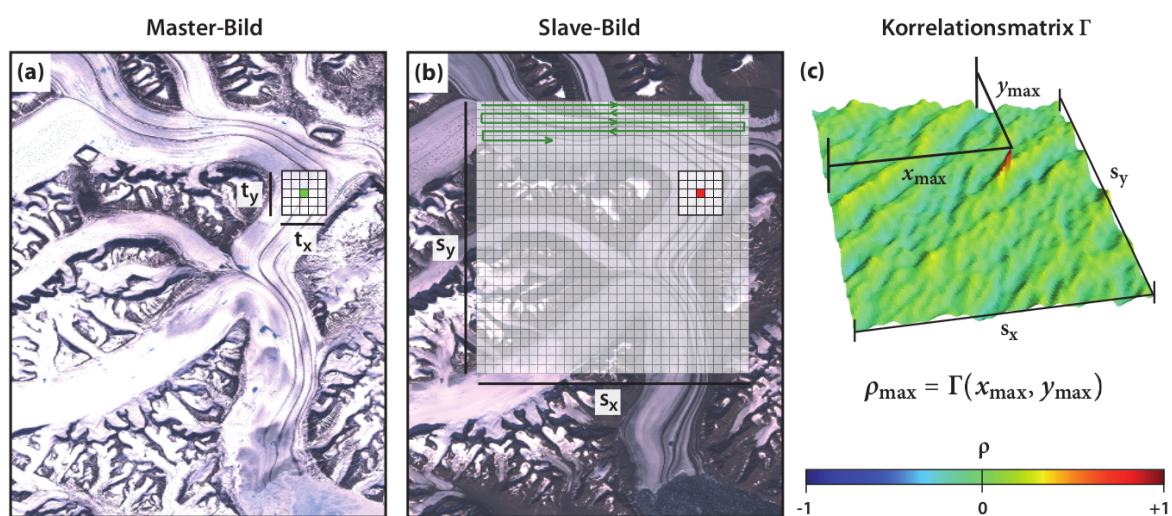


Abbildung 2: Ablauf des *Feature Tracking* mittels normalisierter Kreuzkorrelation. Das Bildfenster der Größe $t_x \times t_y$ im *Master-Bild* (a) wird im *Slave-Bild* (b) über den Suchbereich der Größe $s_x \times s_y$ solange verschoben, bis die Position $(x_{\text{max}}, y_{\text{max}})$ mit maximalem Kreuzkorrelationskoeffizient (c) gefunden ist.

ner Zuordnungsverfahren gibt Zitová und Flusser (2003). Zur Suche korrespondierender Bildpunkte wird häufig die normalisierte Kreuzkorrelation (NCC – *Normalized Cross Correlation*) eingesetzt. Mit diesem intensitätsbasierten Zuordnungsverfahren können ganzzahlige Verschiebungsbeträge zwischen zwei, meist quadratischen, Bildausschnitten (auch Bildfenster genannt) bestimmt werden. Dabei wird ein Bildfenster eines Referenzbildes (*Master*) in einem zweiten Bild (Suchbild oder *Slave*) solange pixelweise verschoben, bis eine größtmögliche Ähnlichkeit gefunden ist. Als Ähnlichkeitsmaß dient dabei der normierte Kreuzkorrelationskoeffizient. Die Position mit dem maximalen Kreuzkorrelationskoeffizienten zeigt den ganzzahligen Verschiebungsbetrag in Pixeln an. Abbildung 2 verdeutlicht schematisch den Ablauf des NCC. Um eine möglichst geringe Rechenzeit zu realisieren, wird meist der Suchbereich durch Vorinformationen über den ungefähren Verschiebungsbetrag eingeschränkt.

Da ein ganzzahliger Verschiebungsbetrag dem Genauigkeitsanspruch vieler Anwendungen nicht genügt, wird dem NCC oftmals ein *Least Squares Matching* (LSM) nachgeschaltet. Mit diesem Verfahren ist es möglich, Verschiebungsbeträge mit einer Genauigkeit von bis zu 0,01 Pixel zu bestimmen (Luhmann, 2003). Beim LSM wird ein funktionales geometrisches Modell unter Minimierung der quadratischen Intensitätswertdifferenzen eingepasst. Neben Translationsparametern können so auch Rotation, Scherung und Maßstabsänderungen zwischen den Bildfenstern aufgefangen werden. Allerdings benötigt der nicht-lineare und iterativ arbeitende Algorithmus gute Näherungswerte.

Eine Sonderform des *Feature Trackings* findet in Radarbildern Anwendung. In diesen lässt sich das charakteristische Rauschen (*Speckle*) in einem kohärenten Bildpaar wiederfinden. Somit müssen nicht notwendigerweise gute Oberflächenstrukturen vor-

handen sein. Man spricht in diesem Fall von *Speckle Tracking*.

Beide Verfahren können zur Bestimmung von Gletscherfließgeschwindigkeiten verwendet werden, indem man die Verschiebung der Gletscherspalten aufgrund der Eisbewegung zwischen zwei zeitlich aufeinanderfolgenden Aufnahmen bestimmt. Wendet man diese Verfahren matrixartig über das Gletschergebiet an, können Fließgeschwindigkeitsfelder von Gletschern erstellt werden.

ANWENDUNGSBEISPIELE

BESTIMMUNG DER FLIESSDYNAMIK VON GLETSCHERN

GRÖNLAND

Der Grönländische Eisschild unterliegt seit einigen Jahrzehnten rasanten Veränderungen. Ein Großteil seiner zahlreichen Ausflussgletscher zeigt einen deutlich erhöhten Eisausstoß, der meist mit einem Rückzug der Gletscherfront einhergeht. Jedoch verlaufen Veränderungen auf sehr unterschiedlichen räumlichen und zeitlichen Skalen, denen zusätzlich ein starkes saisonales Signal überlagert sein kann. Die Trennung von langzeitigen Eismassenänderungen (und damit einer eustatischen Meeresspiegeländerung) von saisonalen Schwankungen ist daher nur durch kontinuierliche Beobachtungszeitreihen für jeden einzelnen Ausflussgletscher möglich. Mit Hilfe von Satellitenaufnahmen der Landsat-Mission ist es möglich diese raum-zeitlichen Änderungen zu erfassen.

Beispielhaft sollen im Folgenden die Änderungen der Fließgeschwindigkeit und Frontlage von vier Ausflussgletschern im nördlichen Bereich der Disko Bugt (Westgrönland) untersucht werden. Dazu wurden etwa 600 Landsat-Szenen zwischen 1972 und

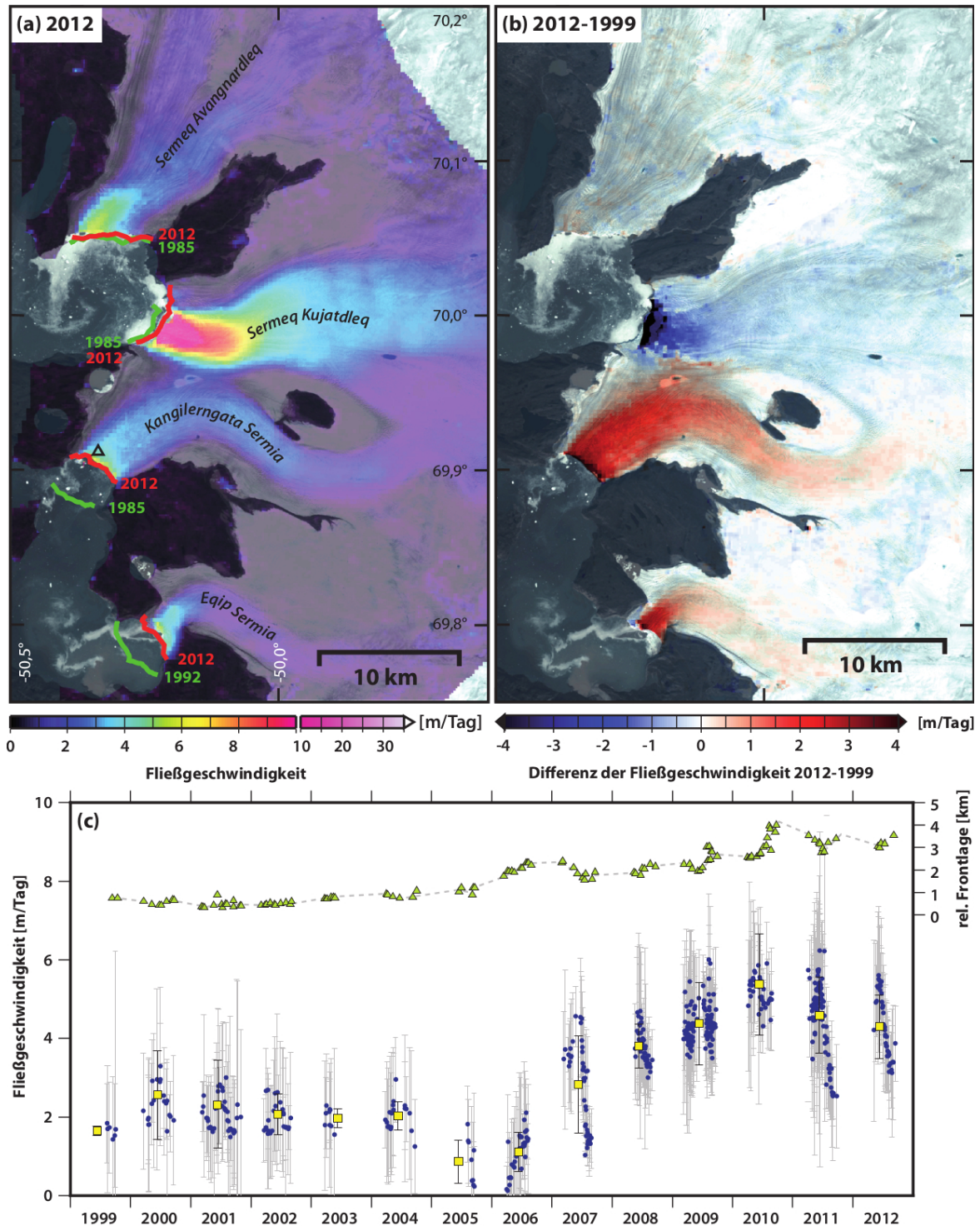


Abbildung 3: (a) Aus Landsat-Daten abgeleitetes mittleres Fließregime für das Jahr 2012 im nördlichen Bereich der Disko Bugt (Westgrönland). Die grünen und roten Linien zeigen Frontlagen der Gletscher Sermeq Avangnardleq, Sermeq Kujatdleq, Kangilerngata Sermia und Eqip Sermia. (b) Differenz der mittleren Fließgeschwindigkeiten zwischen 2012 und 1999. (c) Extrahierte Fließgeschwindigkeiten des Kangilerngata Sermia (schwarzes Dreieck in (a)) zwischen 1999 und 2012. Gelbe Quadrate geben die mittlere jährliche Eisbewegung an. Die relative Frontlageverschiebung ist durch grüne Dreiecke gekennzeichnet (positive Werte geben einen Frontrückzug an).

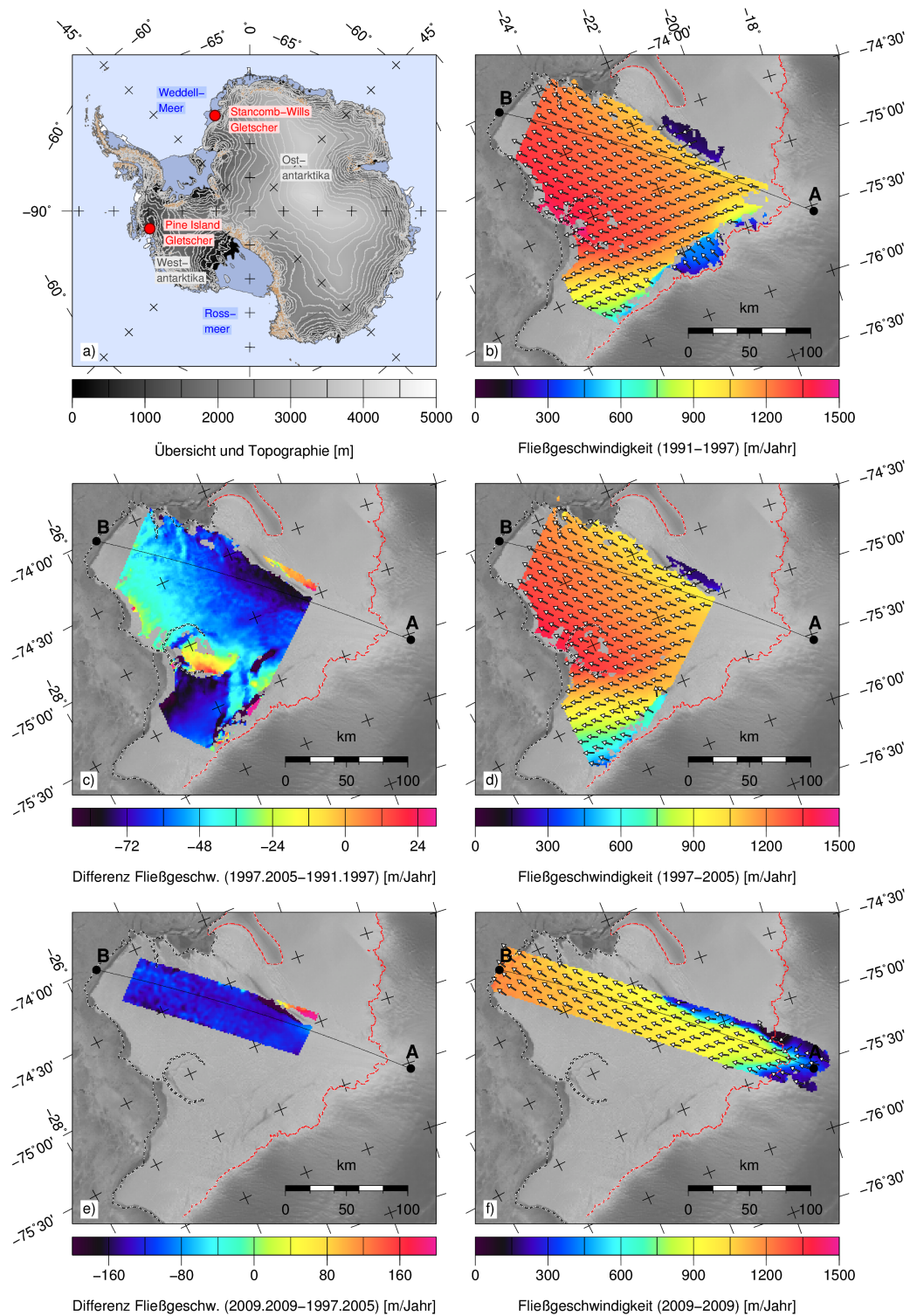


Abbildung 4: Übersichtskarte mit Topografie der Antarktis (a), Fließgeschwindigkeiten der SWGZ von 1991/1997 (b), 1997/2005 (d) und 2009/2009 (f) sowie Änderungen der Fließgeschwindigkeiten zwischen 2005/1997 und 1991/1997 (c) und 2009/2009 und 1991/1997 (e).

2012 ausgewählt, in welchen semiautomatisch Frontlagen kartiert wurden. Überdies lässt sich die Gletscherfließgeschwindigkeit aus Satellitenbildpaaren ableiten (vgl. Abschnitt Feature Tracking). Insgesamt konnten so über 2000 Fließgeschwindigkeitsfelder bestimmt werden (Rosenau u. a., 2012). In jedem Geschwindigkeitsfeld wurden zusätzlich nicht detektierte Ausreißer mit Hilfe eines adaptiven Gradientenfilters eliminiert. Abbildung 3a gibt einen Überblick des Fließregimes der Gletscher für das Jahr 2012. Das Geschwindigkeitsfeld zeigt eine starke Kanalisierung des Eisflusses mit einer zur Gletscherfront hin zunehmenden Fließgeschwindigkeit. Während die Gletscher Sermeq Avangnardleq, Kangilerngata Sermia und Eqip Sermia Fließgeschwindigkeiten zwischen 4 m/Tag und 6 m/Tag aufweisen, bewegt sich der Sermeq Kujatdleq im Frontbereich mit über 10 m/Tag.

Ein Blick auf die Geschwindigkeitsänderungen im Vergleich zu 1999 (siehe Abb. 3b) offenbart eine räumlich stark differenzierte Änderung der Fließgeschwindigkeit in dieser Region. Während am Sermeq Avangnardleq über den Zeitraum von 1999 bis 2012 keine signifikante Änderung der Fließgeschwindigkeit festgestellt werden konnte, wurde am Sermeq Kujatdleq eine deutliche Verringerung der Fließgeschwindigkeit um jährlich 0,2 m/Tag beobachtet – ein grönländweiter Rekordwert. Begleitet wurde dies durch einen Vorstoß der Gletscherfront um jährlich etwa 20 m. Ein dem entgegengesetztes Verhalten besitzt sein südlich angrenzender Nachbar Kangilerngata Sermia, der im Untersuchungszeitraum noch in einer Entfernung von 20 km von der Gletscherfront eine Zunahme der Fließgeschwindigkeit von mehr als 1 m/Tag aufweist.

Für eine Position im Frontbereich des Gletschers bietet das Diagramm in Abbildung 3c eine Zeitreihe der Fließgeschwindigkeit und der relativen Frontlage. Nach einer stabilen Phase zwischen 1999 und 2004 bei etwa 2 m/Tag halbierte der Kangilerngata Ser-

mia seine Geschwindigkeit in den Jahren 2005/2006. Dieser Phase folgte sowohl eine abrupte Beschleunigung mit Maximalwerten von bis zu 6 m/Tag (2009) als auch ein gleichzeitiger Vorstoß der Gletscherfront, was auf ein mögliches *Surge*-Ereignis schließen lässt (Moon u. a., 2012). Seit 2004 zog sich die Gletscherfront über 2 km zurück. Diesen langzeitigen Veränderungen sind starke saisonale Variationen überlagert. Allein im Jahr 2011 schwankte die Fließgeschwindigkeit um über 2 m/Tag, was etwa 50% der mittleren Fließgeschwindigkeit entspricht. Ein deutliches Geschwindigkeitsmaximum stellt sich in der Regel im Juni ein. Oft ist dabei ein zeitlich synchrones Verhalten der Gletscherfront zu beobachten, die sich während der Sommermonate weit ins Landesinnere zurückzieht und im darauffolgenden Winter erneut vorstößt.

Der südlich gelegene Eqip Sermia vollzog im Untersuchungszeitraum eine leichte Beschleunigung, wenn auch räumlich nur auf den Frontbereich beschränkt. In dieser Zeit verlor er weite Teile seiner nördlichen Gletscherzunge.

ANTARKTIS

Der antarktische Eisschild ist ringsum von Eisströmen und Ausflussgletschern gesäumt, denen oft großflächige Schelfeis tafeln oder Gletscherzungen vorgelagert sind. Man unterteilt den antarktischen Kontinent in Ostantarktika und Westantarktika (Abb. 4a). Während der Großteil des Eises des ostantarktischen Eisschildes auf Landflächen gegründet ist, liegt die Subglazialtopografie des westantarktischen Eisschildes zu weiten Teilen deutlich unter dem Meeresspiegel. Würde der gesamte antarktische Eisschild abschmelzen, würden die Teile, die noch auf Landflächen aufliegen, einen Meeresspiegelanstieg von 61 m bewirken. Der Gesamttrend des Meeresspiegelanstiegs wird aktuell mit 3,2 mm/Jahr

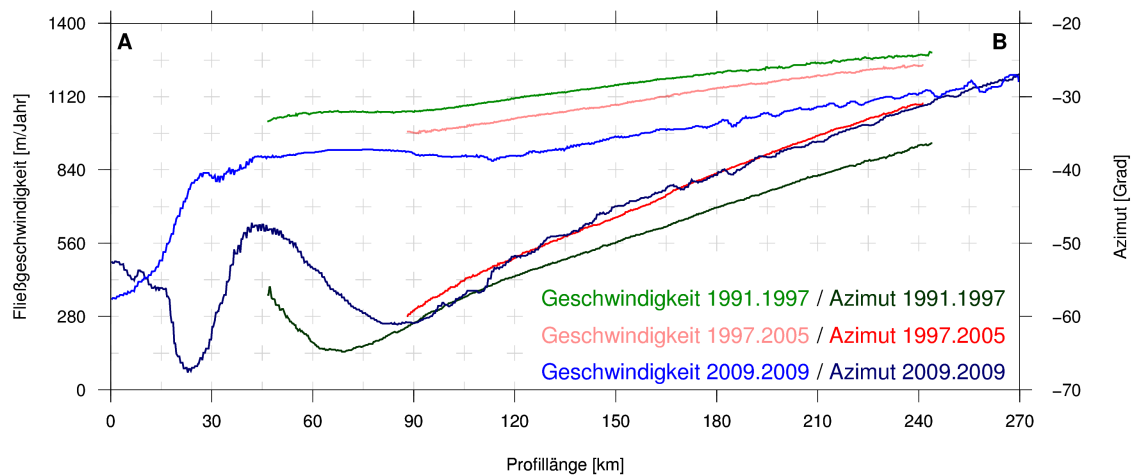


Abbildung 5: Querschnitte der Fließgeschwindigkeiten und Azimute der Fließrichtung entlang des Profils A-B für die Zeiträume 1991/1997, 1997/2005 und 2009/2009.

beifizert, wovon 8,5% auf die Antarktis entfallen (Stocker u. a., 2013).

Ein verhältnismäßig großer Gletscher der Ostantarktis ist der Stancomb-Wills-Gletscher, der ins Weddell-Meer mündet und dessen schwimmende Verlängerung, die Stancomb-Wills-Gletscherzunge (SWGZ) eine Länge von über 230 km erreicht. Da sich der Gletscher bei seinem Abfluss ins Meer über unterschiedlich ausgeprägte Subglazialtopografie schiebt, wird dieser mit Brüchen und Spalten stark fragmentiert. Diese Strukturen bleiben oft über viele Jahre erhalten und ermöglichen die Bestimmung von Fließgeschwindigkeiten mittels *Feature Tracking*. Abbildung 4b zeigt ein solches Geschwindigkeitsfeld der SWGZ, welches aus ERS-1/2-Amplitudenbildern von 1991 und 1997 berechnet wurde. Hierzu wurden Bildauschnitte von 480 m x 480 m mit einem LSM-Algorithmus (siehe Abs.) verfolgt. Aufgrund der langen Zeitspanne von 6 Jahren ist der Fehler der Fließgeschwindigkeiten mit weniger als 2,5 m/Jahr verhältnismäßig klein. Ein weiteres Geschwindigkeitsfeld wurde ebenfalls aus ERS-Daten für das Zeitintervall 1997 und 2005 ermittelt (Abb. 4d). Ein aktuelles Geschwindigkeitsfeld dieses Bereiches, berechnet aus TerraSAR-X-Daten

von Februar/November 2009, ist in Abbildung 4f dargestellt. Obwohl dieses Zeitintervall deutlich kürzer ist, sind aufgrund der deutlich höheren räumlichen Auflösung von (2 m x 2 m) die Fehler der ermittelten Fließgeschwindigkeiten mit denen der ersten beiden Messungen vergleichbar.

Bildet man die Differenzen zwischen den ermittelten Geschwindigkeitsfeldern 2005/1997–1991/1997 (Abb. 4c) und 2009/2009–1997/2005 (Abb. 4e), stellt man eine Verlangsamung des Fließens fest. Während sich im ersten Intervall die Fließgeschwindigkeiten um bis zu 80 m/Jahr verringern, hat sich dieser Effekt im zweiten Intervall noch einmal verstärkt und es können Geschwindigkeitsabnahmen von bis zu 160 m/Jahr beobachtet werden (Abb. 4e), was auf einen deutlich verringerten Eisausstoß des Gletschers schließen lässt. Abbildung 5 zeigt Querschnitte der Fließgeschwindigkeiten sowie der Azimute der Fließrichtungen entlang des Profils A-B (Lage des Profils in Abb. 4). Neben der Geschwindigkeitsabnahme zeigen diese Profile außerdem, dass die Fließrichtungen der SWGZ zwischen 1991/1997 und 1997/2005 abhängig vom Teil der Gletscherzunge um 3° bis 5° nach Osten gewandert sind. Dies

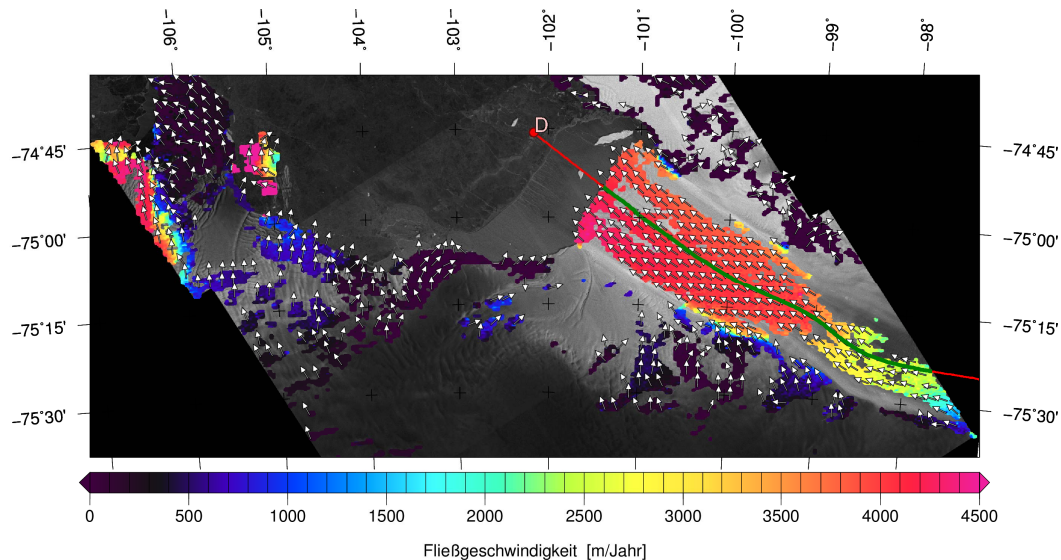


Abbildung 6: Aus Sentinel-1A-Daten (Copyright: © ESA/2014) ermittelte Fließgeschwindigkeiten des PIG für August 2014.

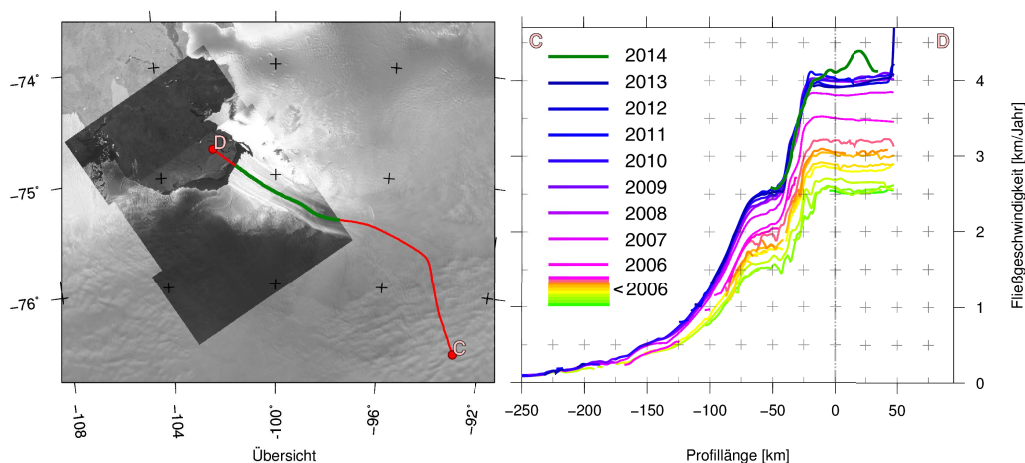


Abbildung 7: Abdeckung der mit Sentinel-1A-Daten gemessenen Bereiche des in Mouginot u. a. (2014) publizierten Profils C-D (links). Die rechts dargestellten Querschnitte zeigen die Eisgeschwindigkeiten der letzten Dekade, die dunkelgrüne Linie entspricht den aktuellen Sentinel-1A-Messungen. Die Aufsetzzone des PIG ist durch die Strich-Punkt-Punkt-Linie und die Profillänge Null markiert.

kann unterschiedliche Ursachen haben. Ein denkbares Szenario ist, dass der Ausfluss (und somit der Druck) des von Osten in die SWGZ einfließenden Eisstromes abgenommen hat. Zwischen 1997/2005 und 2009/2009 kann dieser Effekt allerdings nicht mehr beobachtet werden, die Fließrichtungen sind annähernd konstant geblieben.

Als Kontrast zu diesem sich verlangsamen den Gletscher des ostantarktischen Eisschildes soll ein aktueller Blick auf den Pine Island Gletscher (PIG), einer der dynamischsten Gletscher der Welt, geworfen werden. Der PIG ist circa 250 km lang, erreicht Fließgeschwindigkeiten von über 4 km/Jahr und ist für 20% des Massenausstoßes des

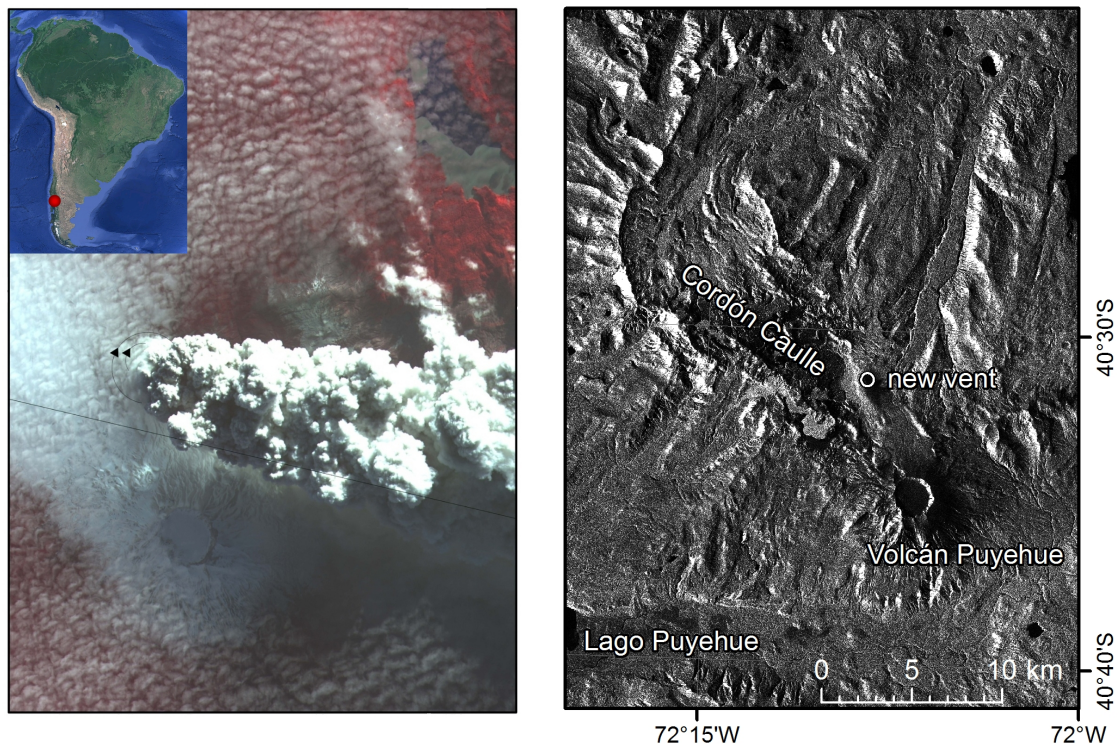


Abbildung 8: Satellitenaufnahmen des Vulkanausbruchs des Vulkankomplexes Puyehue-Cordón Caulle, links: ASTER-Aufnahme vom 11. Juni 2011 (links oben: Übersichtskarte), rechts: Envisat-Amplitudenbild vom 7. Juni 2011.

westantarktischen Eisschildes verantwortlich (Favier u. a., 2014). Im Oktober 2011 bildete sich 20 km hinter der Kalbungsfront ein 30 km langer Riss in der Eiszunge. Dieser Teil brach im Juli 2013 vollständig ab und ergab einen Eisberg mit einer Fläche von 720 km². Der PIG ist aktuell der am stärksten schwindende Gletscher der Welt. Seine Aufsetzzone hat sich in den letzten 20 Jahren um bemerkenswerte 20 km zurückgezogen, wobei seine durchschnittliche Eisdicke von 2 km jährlich um einen Meter abnimmt (Park u. a., 2013).

Um das gegenwärtige Fließverhalten des Gletschers beurteilen zu können, wurde ein Sentinel-1A-Bildpaar vom 8./20. August 2014 aus der Commissioning Phase des im April 2014 gestarteten Satelliten mittels *Feature Tracking* analysiert. Das ermittelte Geschwindigkeitsfeld ist in Abbildung 6 dargestellt. Die höchsten Fließgeschwindigkeiten im vorderen Bereich des Gletschers betra-

gen bis zu 4,27 km/Jahr. Im nordwestlichen Teil des Ausschnitts sind Geschwindigkeiten der benachbarten Thwaites-Gletscherzunge abgebildet. Die im Geschwindigkeitsfeld pink hervorsteckende, isolierte Region zwischen Thwaites-Gletscher und PIG ist ein circa 30 km x 10 km großer Meereisblock, der Geschwindigkeiten von über 4,3 km/Jahr aufweist und sich zwischen den Aufnahmen Richtung Osten gedreht hat.

Abbildung 7 zeigt links die Lage des Profils C-D, für welches Eisgeschwindigkeiten für die letzte Dekade veröffentlicht wurden (Mouginot u. a., 2014). Im rechten Teil der Abbildung sind die aktuellen Sentinel-1A-Ergebnisse den bereits publizierten Geschwindigkeiten gegenübergestellt, wobei eine geringfügige Erhöhung der Fließgeschwindigkeit im vorderen Teil der Gletscherzunge erkennbar ist. Die Front selbst ist verglichen zu 2013 geringfügig zurückversetzt und etwas langsamer, was jedoch nicht

verwunderlich ist, da sich in 2013 ein Stück der Gletscherzunge gelöst hatte. Dies zeigt, wie wichtig die Kontinuität von Satellitenmissionen für ein durchgängiges und aussagekräftiges Monitoring ist. Weitere Satellitenaufnahmen werden offenbaren, wie sich das Fließverhalten dieses Gletschers in den nächsten Jahren entwickeln wird.

ERDKRUSTENDEFORMATION AM VULKAN PUYEHUE-CORDÓN CAULLE, CHILE

Nach einigen Monaten der seismischen Unruhe brach am 4. Juni 2011 der südchilenische Vulkankomplex Puyehue-Cordón Caulle aus. Die Eruption begann mit einer explosiven Phase, die eine in den ersten Tagen bis zu 10 km hohe Aschewolke entstehen ließ. Zehn Tage später begann Lava aus einem neuen Schlot auszufließen. Satellitengestützte Radardaten eignen sich hervorragend, um ein solches Ereignis zu überwachen. Im Gegensatz zu optischen Aufnahmen (Abb. 8 links), die durch die dichte Aschewolke behindert werden, durchdringen die vom Satelliten ausgestrahlten Radarimpulse dieses Gas-Partikel-Gemisch (Abb. 8 rechts).

Während Envisat-ASAR-Daten der Monate unmittelbar vor der Eruption keine eindeutigen Deformationssignale aufweisen, zeigen die in Abbildung 9 dargestellten Interferogramme der ersten Wochen nach der Eruption eine deutliche Absenkung der Oberfläche im Bereich des Vulkankomplexes (Wendt u. a., 2013).

Im Interferogramm, das die ersten 3 Tage der Eruption überdeckt, kann eine Deformation bis zu 1,4 m in Satelliten-Blickrichtung nachgewiesen werden. Jeder Farbübergang entspricht dabei einem Deformationsbetrag von einer halben Wellenlänge (2,8 cm). Im Bereich um den neuen Schlot ist aufgrund des großen Deformationsgradienten und in Folge der Aschebedeckung keine Kohärenz gegeben, so dass dort zu vermutende noch größere Deformationsbeträge nicht beobachtet werden können.

Um Rückschlüsse auf die Vorgänge im Inneren des Vulkans zu ziehen, wurden zwei verschiedene analytische Modelle zur Beschreibung des Deformationsprozesses herangezogen. Das sogenannte Mogi-Modell (Mogi, 1958) beschreibt die Verschiebungen an der Erdoberfläche in Abhängigkeit einer punktförmigen Volumenänderung im Untergrund (Abb. 10). Die Bestimmung von Position,

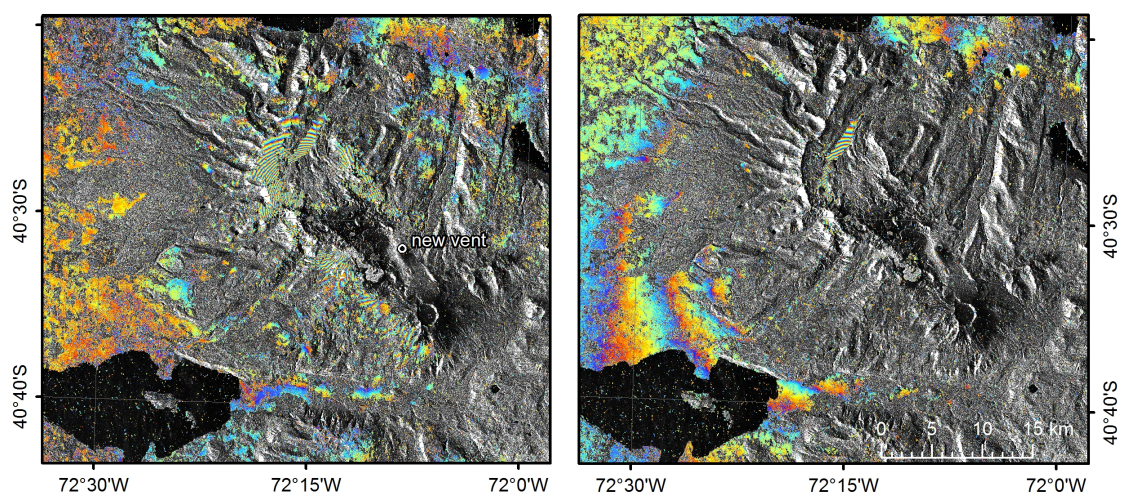


Abbildung 9: In Envisat-Interferogrammen sichtbare Deformation infolge der Eruption des Puyehue-Cordón Caulle, links: 8. Mai 2011 - 7. Juni 2011, rechts: 7. Juni 2011 - 7. Juli 2011.

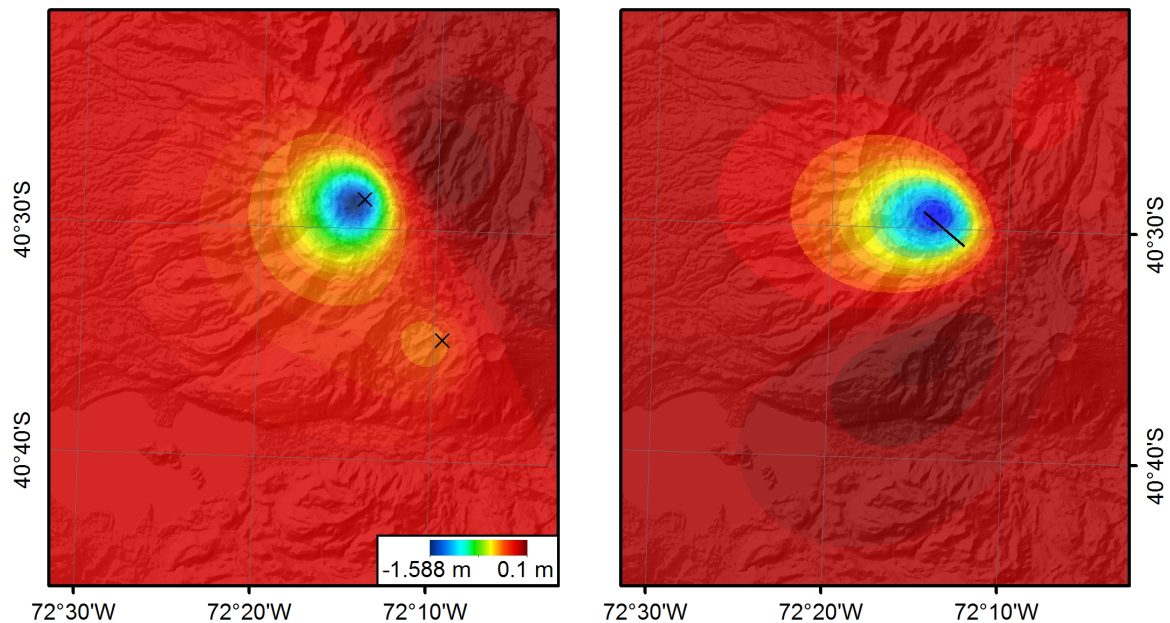


Abbildung 10: Modellierung der Deformation des Interferogramms 2011-05-08 - 2011-06-07, links: Mogi-Modell, rechts: Okada-Modell, dargestellt ist die farbkodierte Deformation in Satellitenblickrichtung.

Tiefe und Volumenänderung stellt ein inverses Problem dar, das mit Hilfe von Monte-Carlo-Verfahren (Sambridge und Mosegaard, 2002) gelöst werden kann. Die optimale Lösung für das erste Interferogramm besteht aus zwei Quellen, einer größeren nördlichen Quelle in einer Tiefe von 2 500 m und einer kleineren südlichen in einer Tiefe von 4 050 m. Das Gesamtvolumen beider Quellen beträgt dabei $0,11 \text{ km}^3$.

Ein zweites Modell (Okada, 1985) beschreibt die Oberflächendeformation in Abhängigkeit von Verschiebung und Öffnen bzw. Schließen einer Spalte. Die Lage und Größe der Spalte wurde dabei entsprechend den geologischen Gegebenheiten festgelegt. Das am besten passende Modell liefert eine Rutschung des südwestlich der Spalte gelegenen Blocks um 8 m in südöstliche Richtung und eine Schließung der Spalte um einen Meter. Für die Berechnung der Volumenänderung ist nur die Komponente senkrecht zur Spalte relevant und ergibt eine dementsprechend geringere Volumenänderung von $0,03 \text{ km}^3$. Aus vulkanologischer Sicht sind

beide Modelle plausibel, ein Vergleich mit dem Volumen des ausgestoßenen Materials spricht unter Berücksichtigung der Dichteunterschiede zwischen unterirdischem Magma und Auswurfgestein eher für das zweite Modell.

Dieses Beispiel verdeutlicht die Eignung der Radarfernerkundung zur Untersuchung von geodynamischen Prozessen, die mit anderen Techniken wie zum Beispiel GNSS nur mit sehr dichten Beobachtungsnetzen unter großem logistischen und finanziellen Aufwand möglich wären.

DANKSAGUNG

Die Autoren möchten sich hiermit recht herzlich bei Professor Dr.-Ing. habil. Reinhard Dietrich für die gute langjährige Zusammenarbeit und die hierbei erfahrene Unterstützung bedanken. Prof. Dietrich war es, der mit seiner Weitsicht und Begeisterung bereits im Jahr 1994 das Potenzial der Fernerkundung für die Polarforschung

erkannte, zu einer Zeit, in der die Radarfotografie im Bereich der Glaziologie weder typisch noch etabliert war. Durch seine Sorgfalt und Umsichtigkeit wurde mit kontinuierlichen Entwicklungen ein entsprechendes Fernerkundungs-Know-How am Institut für Planetare Geodäsie aufgebaut, wodurch über Jahre hinweg neue wissenschaftliche Erkenntnisse entstehen konnten. Bemerkenswert ist hierbei auch, dass Bodenkontrollmessungen wiederholter Messkampagnen in Polarregionen unter anderem dazu beitrugen, Satellitendaten und Fernerkundungsergebnisse zu validieren.

Die vorgestellten Arbeiten am chilenischen Vulkan Puyehue-Cordón Caulle wurden durch das Centro de Estudios Científicos, Chile sowie im Rahmen des Akademienprogramms von der Bundesrepublik Deutschland und vom Freistaat Bayern gefördert. Die verwendeten Envisat-Daten wurden von der Europäischen Raumfahrtorganisation (ESA) durch das Projekt CRYO2674 bereitgestellt.

Wir danken Dr. Ramon Brčić vom IMF/DLR für die Vorverarbeitung der Sentinel-1A-Daten sowie der ESA für die Möglichkeit der Nutzung der Commissioning-Phase-Daten.

LITERATUR

- Baessler, M., R. Rosenau, R. Dietrich, K. Shibuya und K. Doi (2012). „Utilizing InSAR for the measurement of ice flow velocities and ocean tide induced height changes of ice shelves at their grounding zones and surroundings“. In: *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012*. IEEE, S. 3249–3252.
- Bürgmann, R., P. A. Rosen und E. J. Fielding (2000). Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 28.1, S. 169–209.
- Favier, L., G. Durand, S. L. Cornford, G. H. Gudmundsson, O. Gagliardini, F. Gillet-Chaulet, T. Zwinger, A. J. Payne und A. M. Le Brocq (2014). Retreat of Pine Island Glacier controlled by marine ice-sheet instability. *Nature Climate Change* ISSN 1758-678X. DOI: 10.1038/nclimate2094.
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar interferometry: data interpretation and error analysis*. Bd. 2. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Krieger, G., A. Moreira, H. Fiedler, I. Hajnsek, M. Werner, M. Younis und M. Zink (2007). TanDEM-X: A satellite formation for high-resolution SAR interferometry. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* 45.11, S. 3317–3341.
- Luhmann, T. (2003). *Nahbereichsphotogrammetrie*. 2. Aufl. Wichmann Verlag.
- Metzig, R., R. Dietrich, W. Korth, J. Perlt, R. Hartmann und W. Winzer (2000). Horizontal ice velocity estimation and grounding zone detection in the surroundings of Schirmacherøase, Antarctica, using SAR interferometry. *Polarforschung* 67.1/2, S. 7–14.
- Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 36.2, S. 99–134.
- Moon, T., I. Joughin, B. Smith und I. Howat (2012). 21st-Century Evolution of Greenland Outlet Glacier Velocities. *Science* 336, S. 576–578. DOI: 10.1126/science.1219985.
- Mouginot, J., E. Rignot und B. Scheuchl (2014). Sustained increase in ice discharge from the Amundsen Sea Embayment, West Antarctica, from 1973 to 2013. *Geophys. Res. Lett.* 41, S. 1–9. DOI: 10.1002/2013GL059069.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the seismological society of America* 75.4, S. 1135–1154.
- Park, J. W., N. Gourmelen, A. Shepherd, S. W. Kim, D. G. Vaughan und D. J. Wingham (2013). Sustained retreat of the Pine Island Glacier. *Geophys. Res. Lett.* 40, S. 2137–2142. DOI: 10.1002/grl.125379.
- Pritchard, M. E. und M. Simons (2004). An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5.2. DOI: 10.1029/2003GC000610.

- Rosenau, R., R. Dietrich und M. Baessler (2012). „Temporal Flow Variations of Major Outlet Glaciers in Greenland Using Landsat Data“. In: *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, S. 1557–1560. DOI: 10.1109/IGARSS.2012.6351100.
- Sambridge, M. und K. Mosegaard (2002). Monte Carlo methods in geophysical inverse problems. *Reviews of Geophysics* 40.3, pages. DOI: 10.1029/2000RG000089.
- Simons, M. und P. A. Rosen (2007). Interferometric synthetic aperture radar geodesy. *Treatise on Geophysics* 3: Geodesy, S. 391–446.
- Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P. M. Midgley (2013). Climate change 2013: The physical science basis. *Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I Contribution to the IPCC Fifth Assessment Report (AR5)*(Cambridge Univ Press, New York).
- Wendt, A., A. Rivera, A. Tassara, J. C. Baez, D. Basualto und L. Lara (2013). „Deformation caused by the 2011 Puyehue-Cordón Caulle eruption“. In: *General Assembly of the International Association of Geodesy, Potsdam, 1. - 6. September 2013*.
- Zitová, B. und J. Flusser (2003). Image registration methods: a survey. *Image and Vision Computing* 21.11, S. 977–1000. DOI: 10.1016/S0262-8856(03)00137-9.

WASSER UND EIS – SATELLITENDATEN ZUR BILANZIERUNG VON MASSENTRANSPORTEN

Marita Scheller¹, Heiko Ewert², Andreas Groh³, Martin Horwath¹

¹ TU Dresden; ² Hessisches Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation;

³ Helmholtz-Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ

EINLEITUNG

Seit jeher hat die Erkundung unbekannter Regionen und das Gewinnen neuer Erkenntnisse über unseren Planeten die Menschen angetrieben. Selbst zu Beginn des letzten Jahrhunderts starteten noch Expeditionen, wie auch die erste deutsche Südpolarexpedition unter Leitung von Erich von Drygalski (1901–1903), mit dem Ziel der Erforschung bis dato unbekannter Gebiete. Gerade die Erforschung der polaren Regionen war mit einem hohen logistischen Aufwand, einem extremen Zeitaufwand und großen Gefahren verbunden. In der heutigen Zeit, in der nahezu alle weißen Flecken auf den Landkarten getilgt sind, steht vor allem das Verständnis der auf und in der Erde ablaufenden Prozesse im Fokus wissenschaftlicher Untersuchungen. Hierzu stehen moder-

ne Beobachtungsverfahren zur Verfügung, welche z.B. mittels geodätischer Satellitenverfahren Daten mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung liefern.

Im Zuge des sich vollziehenden Klimawandels und seinen möglichen Konsequenzen für die Menschheit ist die Erforschung klimarelevanter Prozesse von besonderer Bedeutung. Das Verständnis der Massentransporte innerhalb und zwischen den Subsystemen der Erde spielt dabei eine entscheidende Rolle. So stehen z.B. die Massenänderungen der kontinentalen Eisschilde im direkten Zusammenhang mit globalen Meeresspiegeländerungen, welche weitreichende sozioökonomische Folgen nach sich ziehen können. Des Weiteren liefert die Bilanzierung der Massen kontinentaler Wasserspeicher Informationen über den Süßwassereintrag in die Ozeane. Dieser beeinflusst die

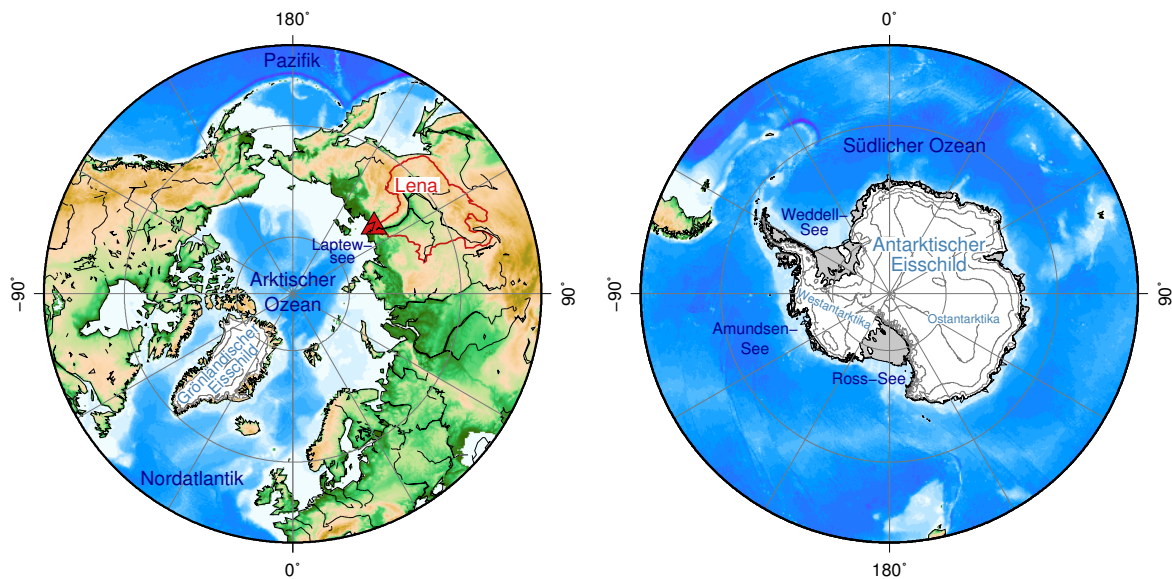


Abbildung 1: Übersichtskarte zu den Untersuchungsgebieten: das Lena-Einzugsgebiet, der Grönländische Eisschild und der Antarktische Eisschild. In Rot ist das Einzugsgebiet der Lena (Linie) und die Lokation des Pegels in der Laptewsee (Dreieck) dargestellt.

ozeanischen Zirkulationsmuster und somit ebenfalls das Klima.

Die in den nachstehenden Abschnitten vorgestellten Untersuchungen befassen sich mit drei ausgewählten Regionen, deren Zustandsänderungen von besonderer klimatischer Bedeutung sind (Abb. 1). Dabei handelt es sich zum einen um das Einzugsgebiet der Lena, als ein Stellvertreter der großen sibirischen Flusssysteme. Ihr Süßwassereintrag beeinflusst nachhaltig den Salzgehalt und die Dynamik des Arktischen Ozeans, welcher ein wichtiger Antriebsfaktor der globalen ozeanischen Zirkulation ist (Prange, 2003). Darüber hinaus werden Änderungen der Eisschilde Antarktikas und Grönlands untersucht. Diese stellen die beiden größten Süßwasserspeicher der Erde dar. Das in ihnen gespeicherte Wasser entspricht einem eustatischen Meeresspiegeläquivalent von ≈ 61 m bzw. ≈ 7 m. Gemäß dem fünften Sachstandsbericht des IPCC trugen die Massenverluste des Antarktischen Eisschildes (AIS) und des Grönländischen Eisschildes (GIS) zusammen $0,60 \pm 0,14$ mm/a zum globalen Meeresspiegelanstieg von $2,8 \pm 0,5$ mm/a im Zeitraum

1993–2010 bei (IPCC, 2013). Aufgrund der geographischen Lage und der Größe der vorgestellten Regionen kann eine ganzheitliche und kontinuierliche Beobachtung nur durch Satellitenmissionen gewährleistet werden.

Die 2002 gestartete Schwerefeldmission GRACE (*Gravity Recovery and Climate Experiment*; Tapley u.a., 2004) ermöglicht erstmals die direkte Beobachtung von Massenvariationen im System Erde. Die zeitvariablen Schwerefeldlösungen liegen als sphärisch-harmonische Koeffizienten vor und haben eine räumliche Auflösung von einigen hundert Kilometern. Verschiedene Prozessierungszentren, wie das GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) oder das *Center of Space Research, University of Texas* (CSR) stellen Lösungen mit einer zeitlichen Auflösung von mehreren Tagen bis Wochen bereit. Bedingt durch die missionspezifischen Fehler der Schwerefeldlösungen ist in den meisten Fällen eine geeignete Filterung im Rahmen der Postprozessierung notwendig. Zudem ist GRACE sensitiv gegenüber dem integralen Effekt aller Massenänderungen auf und innerhalb der Erde. Somit ist entsprechend der Zielstellung

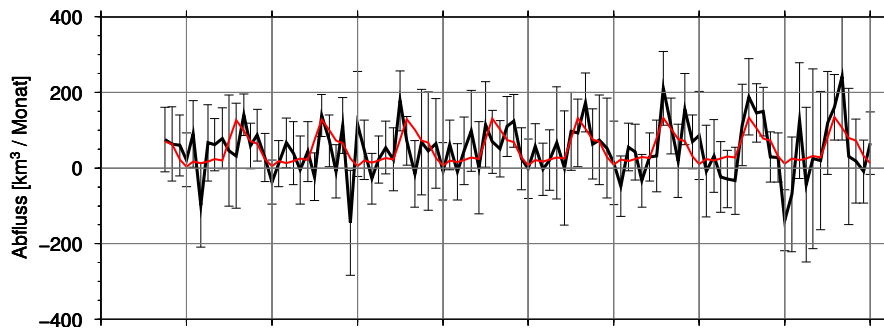


Abbildung 2: Monatliche Abflüsse für das Flusseinzugsgebiet der Lena berechnet aus den Wasserspeicheränderungen der GRACE-Daten des CSR (in Schwarz) und Daten der NCEP-Reanalyse. In Rot sind die gefilterten Abflüsse (Filterung anhand der charakteristischen Frequenzanteile siehe Abb. 4) dargestellt.

der Auswertung eine Separierung von sich überlagernden Massenvariationen erforderlich. Obwohl die räumliche Auflösung nicht ausreicht, um punktuelle Informationen auf der Erde abzuleiten, eignen sich GRACE-Lösungen sehr gut für die Berechnung von Mittelwerten der Massenänderung über größeren Gebieten.

Die Mission ICESat (*Ice, Cloud, and land Elevation Satellite*) lieferte im Zeitraum 2003–2009 erstmalig laserbasierte Höheninformationen mit bis dahin unerreichter Auflösung und Genauigkeit (Shuman u. a., 2006). Im Rahmen von bis zu drei Messkampagnen pro Jahr wurden Höhenprofile der Eisoberfläche mit einem Wiederholzyklus von 92 Tagen und einer Auflösung in Flugrichtung von 172 m aufgenommen. Nach entsprechender Korrektur instrumenteller Fehler (Höhenbias) dienen diese Zeitreihen unter anderem zur Ableitung von Höhen- bzw. Volumenänderungen der Eisschilde. Um daraus auf Massenvariationen und die entsprechenden Beiträge zur Änderung des Meeresspiegels schließen zu können ist eine geeignete Annahme über die Dichte der korrespondierenden Massenänderung notwendig.

Die nachfolgend vorgestellten Ergebnisse beruhen auf den durch Prof. Dietrich betreuten Dissertationen der Autoren (Ewert, 2013; Groh, 2014; Scheller, 2012), auf welche für vertiefende Ausführungen verwiesen wird.

DAS LENA-EINZUGSGEBIET

SÜSSWASSERABFLUSS IN DEN ARKTISCHEN OZEAN

Die kombinierte (terrestrische + atmosphärische) Wasserbilanzgleichung verknüpft die Wasserspeicheränderung ΔS , die Änderung des vertikal integrierten Niederschlagswassers W , die Feuchteflussdivergenz ∇Q und den Abfluss R :

$$R = -\frac{\Delta S}{\Delta t} - \frac{\Delta W}{\Delta t} - \nabla Q.$$

Während man monatliche Wasserspeicheränderungen aus GRACE gewinnt, liefert das NCEP (*National Center for Environmental Prediction*) die atmosphärischen Daten, um aus dieser Gleichung den Abfluss der Lena in den Arktischen Ozean abzuleiten. Abbildung 2 stellt in schwarz die ungefilterten Abflussreihen inklusive Fehlerbalken dar. Die rote Kurve beschreibt den gefilterten Abfluss basierend auf charakteristischen Frequenzanteilen, welche aus den beobachteten Pegelreihen abgeleitet wurden. In Abbildung 4 ist das Maximum bei einer Periode von einem Jahr auch in den berechneten Abflüssen basierend auf GRACE-Daten (rot) deutlich erkennbar. Weiterhin sind große Signalanteile auf den Frequenzen mit Perioden von 161 und 80,5 Tagen sichtbar,

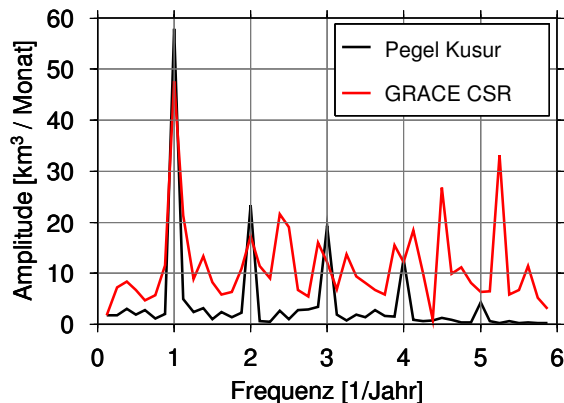


Abbildung 4: Amplitudenspektrum des berechneten Abflusses der Lena auf Basis von GRACE-Daten des CSR (rot) im Vergleich mit dem Amplitudenspektrum des gemessenen Abflusses an der Pegelstation Kusr (schwarz).

welche auf Fehler in den hochfrequenten Signalanteilen der Ozean-Gezeiten-Modelle zurückzuführen sind. Die Hauptfehlerquelle ist dabei die Aliasing-Periode von 161 Tagen der S₂ (halbtäglichen) Tide. Da sich dieser Fehler insbesondere im Term C₂₀ stark ausprägt, wäre die Einbindung von SLR-Daten (*Satellite Laser Ranging*) in die GRACE-Datenprozessierung sinnvoll (angepasstes Spektrum durch Ersetzen des C₂₀-Terms, oh-

ne Abbildung, siehe Scheller, 2012), zuzüglich Erweiterung um die Terme von Grad Eins (siehe u.a. Cheng und Tapley, 2004; Rietbroek u. a., 2012).

VALIDIERUNG ANHAND VON MESSUNGEN AN DER STATION KUSR

In Abbildung 3 werden die Abflussberechnungen den Abflussbeobachtungen an der Pegel-Station Kusr (vgl. Abb. 1) gegenübergestellt. Die ungefilterte schwarz gestrichelte Abflusskurve aus GRACE lässt ein saisonales Signal erkennen, weist aber darüber hinaus große, nicht geophysikalisch erklärbarere Schwankungen auf. Nach Anpassung eines Modells anhand der dominanten Frequenzanteile (vgl. Abb. 4) liegt eine Übereinstimmung der berechneten mit den beobachteten Abflussreihen von ca. 85% vor. Auch für weitere große Flusseinzugsgebiete wie Jenessei und Kolyma konnten entsprechend gute Abflussergebnisse basierend auf den GRACE-Daten des CSR erzielt werden (Scheller, 2012).

Der Vergleich mit Abflüssen abgeleitet aus Hydrologiemodellen zeigt, dass die Übereinstimmung mit den beobachteten Pegel-

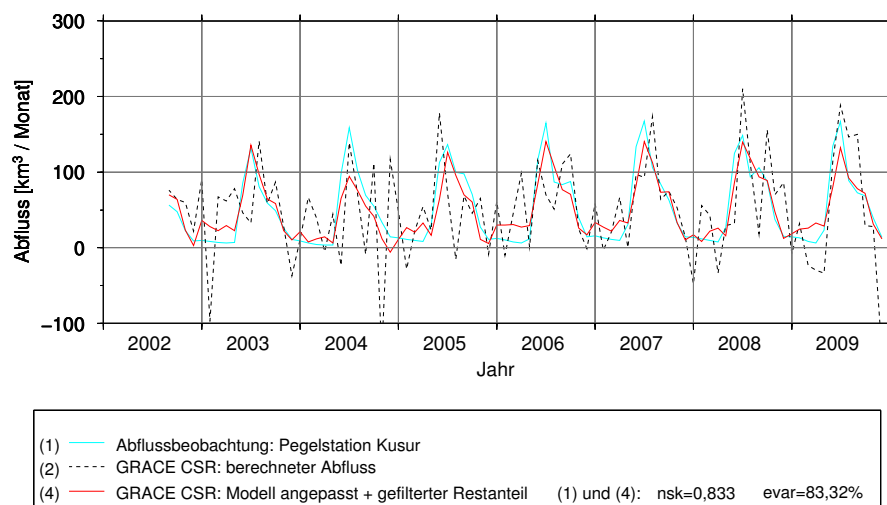


Abbildung 3: Abflussvalidierung: Lena, Pegelstation Kusr; Vergleich des berechneten Abflusses auf der Basis von Wasserspeichervariationen, ermittelt aus den GRACE-Daten des CSR (rot), mit beobachteten Abflüssen an der Pegelstation (türkis). Die Aufbereitung der GRACE-Daten erfolgte mittels eines Kombinationsfilters (Scheller, 2012).

reihen kleiner ist, als die der Abflussreihen basierend auf den GRACE-Daten des CSR (ohne Abbildung, siehe Scheller, 2012). Damit zeigt sich das große Potential der GRACE-Daten, zur Verbesserung bestehender Hydrologiemodelle beizutragen.

PEGELREIHE LAPTEWSEE

Im Rahmen einer Expedition (mit dem Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven, 2007) in das Flussdelta der Lena konnte in der Laptewsee ein Druckpegel für ein Jahr Messdaten sammeln. Abbildung 5 zeigt Ergebnisse der Messungen. Es können Zusammenhänge zwischen Windschub und Wasserstand, aber ebenso zwischen Abfluss und Salzgehalt in der Laptewsee gefunden werden. Der Salzgehalt fällt ca. einen halben Monat, nachdem die Lena ihren maximalen Abflusswert (grüne Kurve) erreicht hat, abrupt auf ein Minimum ab (rote Kurve). Ab dem Zeitpunkt des maximalen Abflusses nimmt der Wasserstand hingegen kontinuierlich zu. Damit könnten erweiterte Messreihen, gewonnen mit Druckpegeln, erheblich zum Verständnis der Abflussprozesse großer sibirischer Flusssysteme in den Arktischen Ozean beitragen.

DER ANTARKTISCHE EISSCHILD

GRACE-DATEN UND DEREN ANALYSE

Die im Folgenden vorgestellte Ableitung der Massenbilanz des Antarktischen Eisschildes (AIS) im Zeitraum 01/2003–12/2013 beruht auf 124 GRACE-Monatslösungen des CSR (Release 05). Diese Lösungen liegen in Form von sphärisch-harmonischen Koeffizienten bis Grad und Ordnung 60 vor. Zur Reduktion der korrelierten Fehler der Monatslösungen, welche sich als Streifenmuster in Nord-Süd-Ausrichtung im Ortsbereich manifestieren, kam das approximierend dekorrelierende und glättende Filter nach Kusche (2007) zur Anwendung. Darüber hinaus wurden die mit größeren Unsicherheiten behafteten C_{20} -Koeffizienten durch auf SLR-Beobachtungen basierende Ergebnisse ersetzt (Cheng und Tapley, 2004). Bedingt durch die Bewegung der GRACE-Satelliten um das Massenzentrum des gesamten Systems Erde ist die Mission nicht sensitiv gegenüber Variationen des Gravitationsfeldes von Grad 1. Diese Informationen müssen aus externen Quellen eingeführt werden (z.B. Rietbroek u. a., 2012).

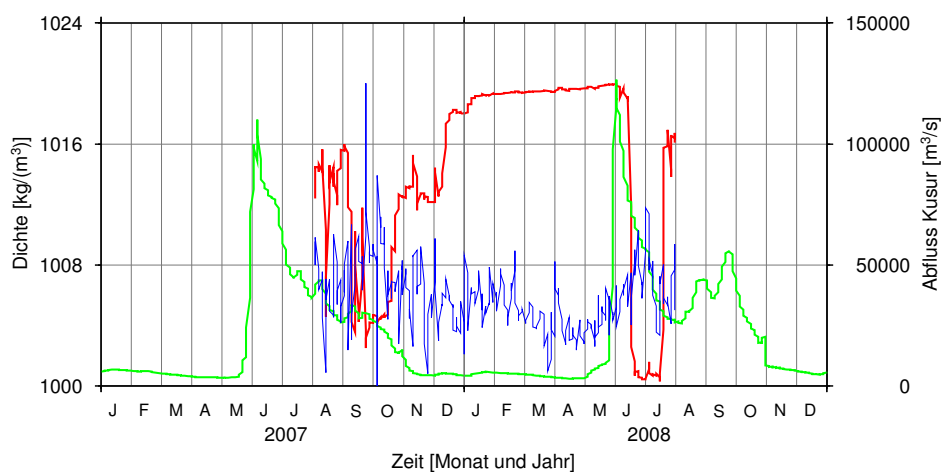


Abbildung 5: Gegenüberstellung des Wasserstandes am Pegel in der Laptewsee (in Blau tägliche Werte) mit den täglichen Abflusswerten an der Station Kusur für das Flusssystem der Lena (in Grün) und Darstellung der Dichte des Meerwassers am Pegel in der Laptewsee (in Rot). (Skala des Wasserstandes in Meter: 10 m, 11 m, 12 m, 13 m)

Eine der größten Herausforderungen bei der Analyse von GRACE-Daten besteht in der Separierung sich überlagernder Massenvariationen. Der globale Charakter der GRACE-Lösungen erfordert auch eine Berücksichtigung von Massenänderungen außerhalb des Untersuchungsgebietes. Um mögliche Leckeffekte nach innen zu vermeiden, sollten im Falle des AIS auch Masseneffekte der kontinentalen Hydrologie und des Grönländischen Eisschildes reduziert werden. Diese Reduktionen können auf Prädiktionen geophysikalischer Modelle oder alternativen Beobachtungen (z.B. durch ICESat) beruhen. Eine Zusammenstel-

lung geeigneter Modelle und Verfahren ist Groh, Ewert, Rosenau u. a. (2014) zu entnehmen. Im Falle des AIS ist die Reduktion des glazial-isostatischen Ausgleichs (GIA), welcher die viskose Reaktion des Erdmantels auf das Abschmelzen der pleistozänen Eisschilde darstellt, von besonderer Bedeutung. Zum einen ist die GIA-bedingte Massenänderung von der gleichen Größenordnung wie die rezente Eismassenänderung. Zum anderen weisen die für die Reduktion zur Verfügung stehenden GIA-Modelle gerade im Bereich des AIS erhebliche Unsicherheiten auf. Die nachfolgenden Ergebnisse wurden unter Verwendung des GIA-Modells IJ05_R2 (Ivins u. a., 2013) erstellt.

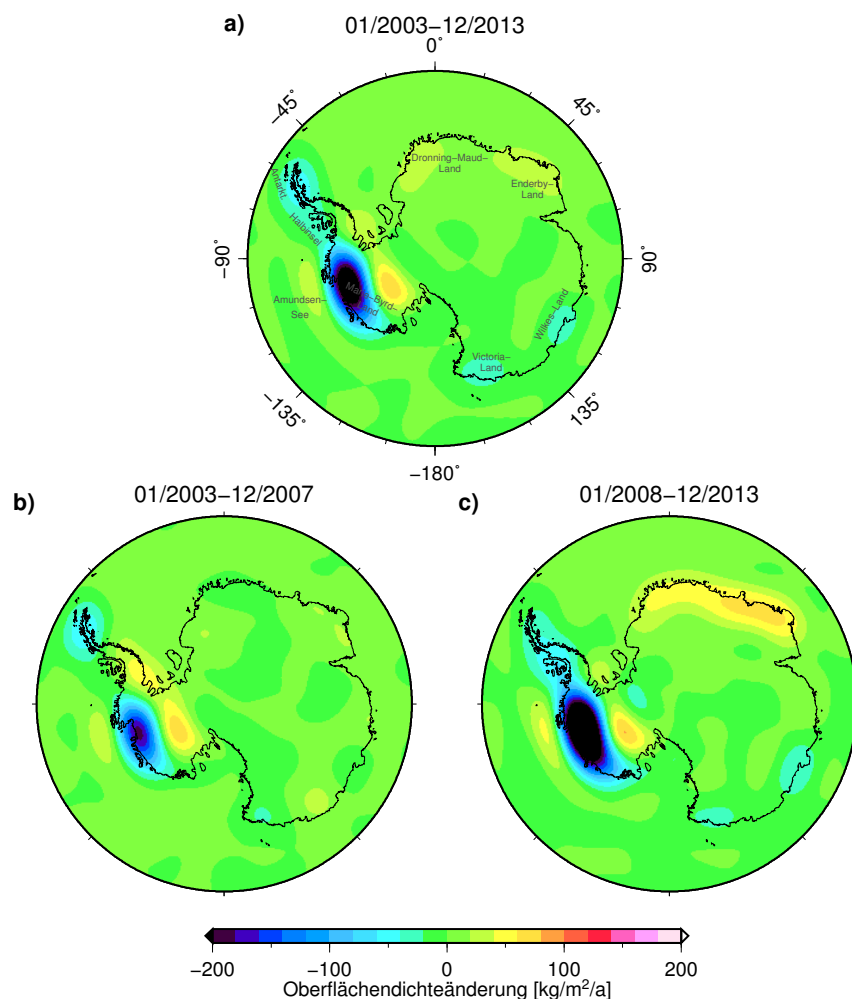


Abbildung 6: Räumliche Muster der linearen Oberflächendichteänderung des Antarktischen Eisschildes für die Zeiträume 01/2003–12/2013 (a), 01/2003–12/2007 (b) und 01/2008–12/2013 (c). Die Ergebnisse beruhen auf GRACE-Monatslösungen des CSR.

MASSENÄNDERUNGEN DES ANTARKTISCHEN EISSCHILDES

Das räumliche Muster der linearen Oberflächendichteänderung für den Zeitraum 01/2003–12/2013 ist in Abbildung 6a dargestellt. Es sind deutliche Unterschiede zwischen dem Ostantarktischen Eisschild (EAIS) und dem Westantarktischen Eisschild (WAIS) erkennbar. Das Innere des EAIS weist lediglich minimale Änderungen der Eismasse auf. Die küstennahen Regionen Victoria-Lands und Wilkes-Lands sind durch eine geringfügige Abnahme der Eismassen gekennzeichnet, während die Küstengebiete Dronning-Maud-Lands und des Enderby-Lands eine Massenzunahme verzeichnen. Der WAIS wird hingegen von einem signifikanten Eismassenverlust dominiert. Dieser ist hauptsächlich im Bereich des Amundsen-

See-Sektors lokalisiert, erstreckt sich aber auch bis zur Spitze der Antarktischen Halbinsel. Lediglich im Bereich des stagnierenden Kamb-Eisstroms, südlich des Marie-Byrd-Lands, ist eine Massenzunahme erkennbar. Eine Betrachtung von kürzeren Abschnitten des gesamten Beobachtungszeitraums legt die Existenz ausgeprägter interannualer Variationen nahe. Die linearen Trends für die Zeiträume 01/2003–12/2007 und 01/2008–12/2013 werden in den Abbildungen 6b und 6c illustriert. Es wird deutlich, dass die Eismassenverluste des WAIS im ersten Teil des Beobachtungszeitraums weniger stark ausgeprägt waren und sich im Bereich der Antarktischen Halbinsel auch nur auf deren nördliche Spitze beschränkten. Weiterhin haben die positiven Anomalien in einigen Gebieten des EAIS ihren Ursprung während der zweiten Hälfte des untersuchten Zeitraums.

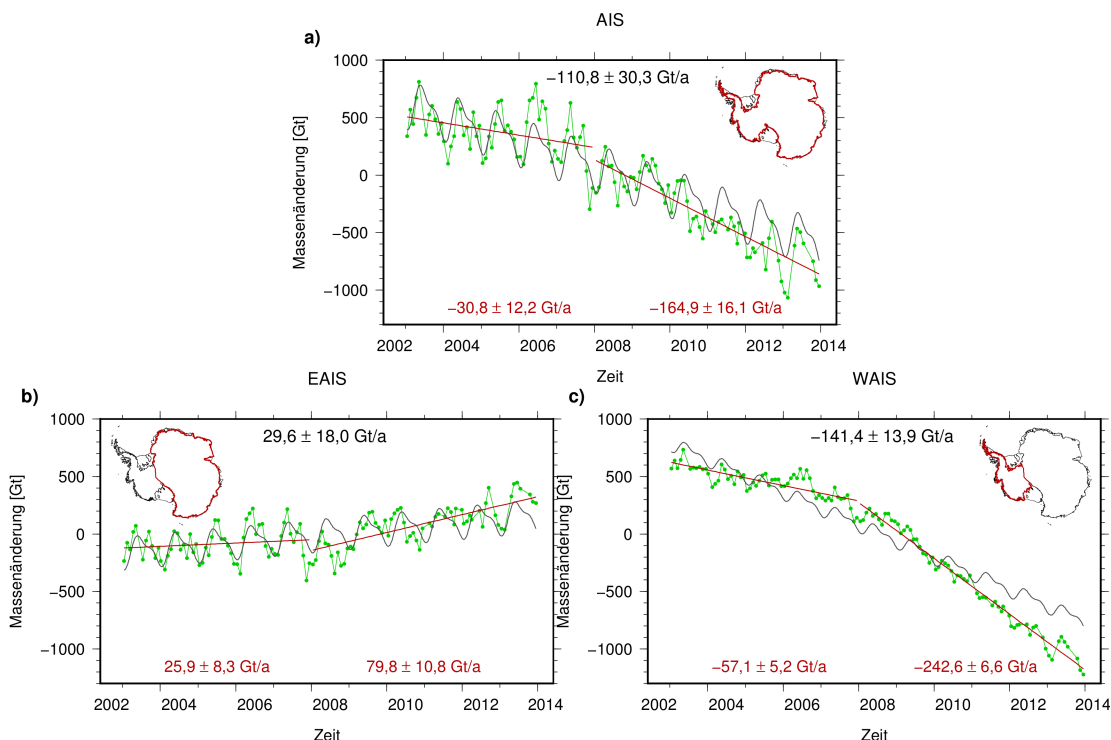


Abbildung 7: Aus GRACE-Monatslösungen des CSR abgeleitete Zeitreihen der Massenänderung des Antarktischen Eisschildes (a, AIS) sowie des Ostantarktischen (b, EAIS) und des Westantarktischen (c, WAIS) Eisschildes. In Ergänzung zur jeweiligen Zeitreihe der monatlichen Massenänderung (grün) ist auch das angepasste saisonale und lineare Modell (schwarz) dargestellt. Die Zahlenwerte geben die lineare Massenänderung für den gesamten Beobachtungszeitraum (schwarz) und die Zeiträume 01/2003–12/2007 bzw. 01/2008–12/2013 (rot) an.

Dies wird durch die Zeitreihen der Massenänderungen in den Gebieten AIS, WAIS und EAIS, welche Abbildung 7 zusammenfasst, bestätigt.

Abbildung 7a verdeutlicht, dass die Masse des AIS neben (stückweise) linearen Änderungen auch saisonalen Variationen unterworfen ist. Der lineare Massenverlust zwischen 2003 und 2013 beläuft sich auf $-110,8 \pm 30,3$ Gt/a (Gigatonnen pro Jahr). Dies entspräche einer gleichförmigen (eustatischen) Meeresspiegeländerung von $0,30 \pm 0,08$ mm/a. Aufgrund der gravitativen Wirkung der sich umverteilenden Massen und der induzierten Deformationen der festen Erde wird das räumliche Muster der relativen Meeresspiegeländerung jedoch nicht gleichförmig sein. Das Zusammenspiel der unterschiedlichen Effekte wird gravitativ konsistent durch die Meeresspiegelgleichung beschrieben. Für eine detaillierte Untersuchung entsprechender regionaler Muster eignen sich die GRACE-bestimmten Massenänderungen aufgrund ihrer geringen räumlichen Auflösung jedoch nicht. Hierfür kann auf höher aufgelöste Produkte, welche z.B. aus Daten der ICESat-Mission abgeleitet werden können, zurückgegriffen werden (Groh, Ewert, Fritsche u. a., 2014).

Die Zunahme des Massenverlusts von $-30,8 \pm 12,2$ Gt/a vor 2008 auf $-164,9 \pm 16,1$ Gt/a nach 2008 ist äquivalent zu einer Zunahme des AIS-bedingten eustatischen Meeresspiegelanstiegs von $0,08 \pm 0,04$ mm/a auf $0,45 \pm 0,04$ mm/a. In den Abbildungen 7b und 7c sind die Änderungen in den linearen Trends ebenfalls erkennbar. Dabei ist die Zunahme des Eismassenverlusts im Bereich des WAIS auf ein beschleunigtes Fließverhalten der Gletscher, insbesondere im Bereich des Amundsen-See-Sektors zurückzuführen. Die Massenzunahme im Bereich des EAIS wurde hauptsächlich durch zwei Winter mit außergewöhnlich hohen Niederschlägen (2009 und 2011) verursacht. Es ist zu beachten, dass die Fehlermaße der beiden kürzeren Zeiträume a posteriori

ri Fehler des linearen Trends sind, während der Fehler des gesamten Trends auch Fehler der Reduktionsmodelle und Leckeffekt-Fehler enthält. Der größte Anteil am Fehlerbudget kommt der Unsicherheit des GIA-Modells zu. Folglich kann die Verwendung eines anderen GIA-Modells zu einer signifikanten Änderung der bestimmten Eismassenbilanz führen. So erhöht sich z.B. der Eismassenverlust unter Nutzung des globalen ICE-5G-Modells (Peltier, 2004) auf $-151,6 \pm 39,0$ Gt/a. Verschiedene Studien haben gezeigt, dass eine empirische Bestimmung des GIA-Signals, z.B. aus der Kombination von GRACE und ICESat, eine interessante Alternative zu den auf einer Eisauflastgeschichte und einem Erdmodell beruhenden GIA-Modellen sein kann (z.B. Groh u. a., 2012).

DER GRÖNLÄNDISCHE EISSCHILD

Es gibt verschiedene Methoden, die Massenbilanz eines Eisschildes zu ermitteln. Bei dem geodätischen Ansatz leitet man diese aus der zeitlichen Änderung der Oberflächengeometrie des Eisschildes ab. Die hierfür notwendigen Höheninformationen liefern seit einigen Jahrzehnten satellitengestützte Altimetermissionen. Um für die Massenbilanzbestimmung des Grönländischen Eisschildes das gesamte Potential der ICESat-Laseraltimeterdaten auszuschöpfen, basiert der nachfolgend beschriebene Ansatz auf der Analyse der Wiederholspuren.

In die Analyse wurden alle Laserarbeitszeiträume einbezogen, in welchen sich das Satellitensystem im 92-Tage-Wiederholorbit befand (10/2003–10/2009). Da sich die korrespondierenden Altimetermessungen verschiedener Wiederholspurprofile nicht an exakt gleichen Stelle befinden, ist ein direkter Vergleich von Höhenmessungen unterschiedlicher Messepochen nicht möglich.

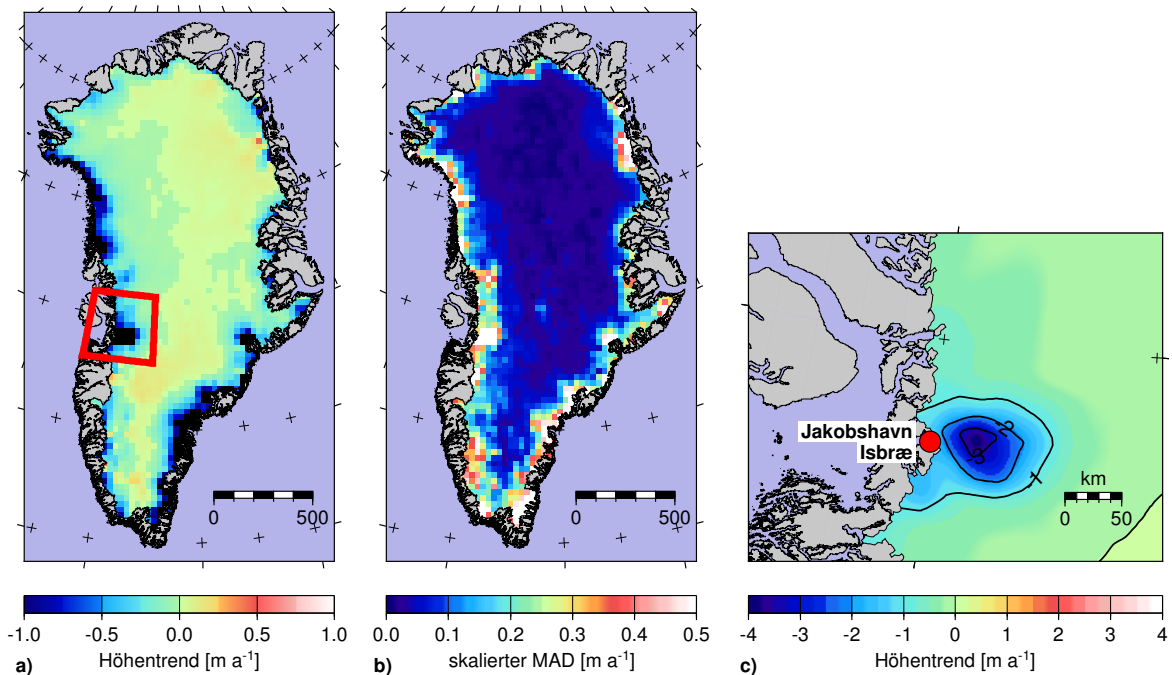


Abbildung 8: Darstellung der ermittelten Höhenraten (a) sowie ihrer korrespondierenden Unsicherheiten (b). Die Unsicherheiten sind als Median Absolute Deviation (MAD) angegeben. Das rote Rechteck zeigt das unmittelbare Einzugsgebiet des Jakobshavn Isbræ, welches noch einmal in einem vergrößerten Kartenausschnitt (c) dargestellt ist.

Um den Einfluss der lokalen Topographie sowie der saisonalen Höhenvariation der Eisoberfläche bestmöglich zu reduzieren, verwendet Ewert (2013) ein drei-komponentiges mathematisches Modell. Dieses wird an die korrespondierenden Altimetermessungen entlang der ICESat-Referenzspuren durch Ausgleichung nach kleinsten Quadraten bestmöglich angepasst (Gebiete von $500\text{ m} \times 500\text{ m}$). Aus den mittels des Modellansatzes bestimmten Höhenraten entlang der Referenzspuren wurde im Anschluss ein flächenhaftes Modell für den gesamten Grönländischen Eisschild mit einer räumlichen Auflösung von $30\text{ km} \times 30\text{ km}$ generiert. Dieses wurde im Weiteren um rezente glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen (GIA) der Erdkruste reduziert. Eine detaillierte Beschreibung des verwendeten Ansatzes, der vorgeschalteten Ausreißer-Analyse der Rohdaten sowie aller angewandten Reduktionen kann in Ewert (2013) vertiefend nachgelesen werden.

ZEITLICH LINEARE HÖHENÄNDERUNGEN DES GRÖNLÄNDISCHEN EISSCHILDES

Die Abbildungen 8a und 8b zeigen das erhaltene Modell und seine korrespondierenden Unsicherheiten (Median Absolute Deviation - MAD). Die ermittelten Höhenraten variieren im Bereich zwischen -4 m/a bis $+0,25\text{ m/a}$. Die größten negativen Höhenraten sind in den küstennahen Bereichen zu verzeichnen. Hier verfügt der Eisschild über eine mittlere Höhenabnahme von $-1,5\text{ m/a}$. Entlang der südöstlichen Küste konzentriert sich die Abnahme zwischen 60° und 69° nördlicher Breite. In diesem Bereich befinden sich zwei große Gletscher, der Helheim und der Kangerdlussuaq. An der Westküste ist der größte Eismassenverlust weiter nördlich zwischen 68° und 76° nördlicher Breite anzutreffen. Auch hier liegen eine Reihe von Ausflussgletschern. Der größte von ihnen ist der Jakobshavn Isbræ. In seinem unmittel-

baren Einzugsgebiet werden Höhenraten von bis zu $-5,0\text{ m/a}$ detektiert (vgl. Abb. 8c). Der Jakobshavn Isbræ ist der schnellste Ausflussgletscher Grönlands. Die größten negativen Höhenraten im unmittelbaren Einzugsbereich des Gletschers bestätigen damit die Ergebnisse von Dietrich u. a. (2007) sowie Maas u. a. (2008). Aus multitemporalen Satellitenbilddaten konnte ermittelt werden, dass der Gletscher seine Ausflusgeschwindigkeit in den letzten Jahren nahezu verdoppelt hat. Beide Ergebnisse zeigen, dass sich der dynamische Eismassenausstoß im Einzugsbereich des Jakobshavn Isbræ verstärkt hat. Die signifikanten Abnahmen des Eisschildes in den zuvor angesprochenen Küstenbereichen werden zudem durch die Ergebnisse von Krabill u. a. (2004) und Howat u. a. (2008) gestützt bzw. bestätigen diese. In den Gebieten oberhalb von 2000 Höhenmetern und in den nordöstlichen Küstenabschnitten Grönlands ist hingegen eine leichte Zunahme der Eismächtigkeit von wenigen Zentimetern bis einigen Dezimetern zu verzeichnen (vgl. Abb. 8a).

Ein Grund hierfür sind die ganzjährig sehr niedrigen Lufttemperaturen an der Eisoberfläche, welche ein sommerliches Schmelzen verhindern. Für den gesamten Grönländischen Eisschild ergibt sich eine mittlere Abnahme der Eismächtigkeit von $-13,9 \pm 0,5\text{ cm/a}$. Dies entspricht einem Volumen von $-232,8 \pm 8,7\text{ km}^3/\text{a}$.

ZEITLICH LINEARE MASSENÄNDERUNGEN DES GRÖNLÄNDISCHEN EISSCHILDES

Aus dem Modell der linearen Höhenraten wurden im Weiteren Volumen- und Massenänderungen für sechs Einzugsgebiete (Gebler, 2009) sowie für den gesamten Grönländischen Eisschild ermittelt. Einer besonderen Aufmerksamkeit bei der Volumen-Massen-Konversion gilt der verwendeten Eisdichte. Ewert (2013) zeigt hierzu eine Zusammenstellung der verschiedenen Ansätze sowie die in dieser Arbeit verfolgte Strategie. Die nachfolgenden Ergebnisse basieren auf einer Dichteannahme von $0,9\text{ g/cm}^3$,

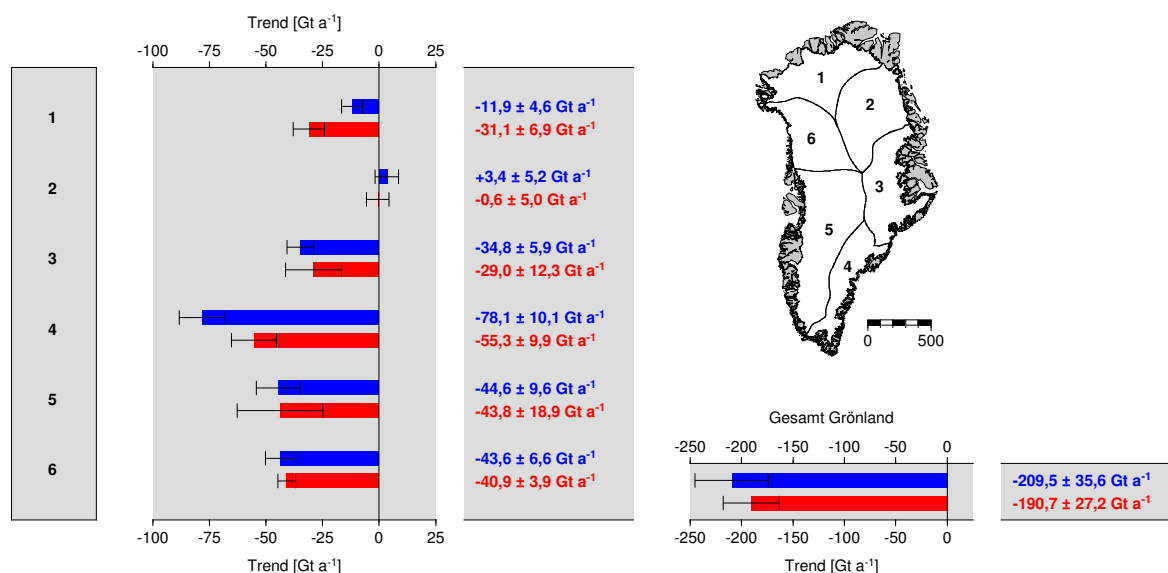


Abbildung 9: Graphische Zusammenstellung der auf Basis der Analyse der ICESat-Altimeterdaten ermittelten linearen Massenänderungen für die sechs Einzugsgebiete sowie für den gesamten Grönländischen Eisschild (blau). Zum Vergleich sind zudem die Ergebnisse der GRACE-Schwerefeldmission in rot gegenübergestellt. Die Übersichtskarte Grönlands zeigt die Abgrenzungen der sechs Einzugsgebiete des Grönländischen Eisschildes (Gebler, 2009).

sowohl für die Ablations- als auch die Akkumulationsgebiete.

Abbildung 9 zeigt in blau eine graphische Darstellung der ermittelten Massenänderungen auf der Basis der ICESat-Wiederholspuranalyse für die sechs Einzugsgebiete sowie für den gesamten Grönländischen Eisschild. Mit Ausnahme des Gebiets 2 ($+3,4 \pm 2,8$ Gt/a) wurden für alle übrigen Einzugsgebiete negative Massenänderungen bestimmt. Die größten Massenverluste verteilten sich auf die Gebiete 4 bis 6 (Summe der Gebiete: $-166,3 \pm 15,4$ Gt/a). Damit konzentrieren sich hier 79% des Gesamtmassenverlustes des Grönländischen Eisschildes. Alle drei Gebiete überdecken die Küstenbereiche, für welche die größten negativen Höhenraten ermittelt wurden (vgl. Abb. 1b). Für das Gebiet 4 wurde ein Massenverlust von $-78,1 \pm 10,1$ Gt/a bestimmt. Hier befinden sich die zuvor schon angesprochenen großen Ausflussgletscher der Ostküste Grönlands. Für die weiter nördlich gelegenen Gebiete sind deutlich geringere Massenverluste bzw. sogar ein leichter Massengewinn (Gebiet 2) zu verzeichnen. Die Gesamtmassenbilanz des Grönländischen Eisschildes wurde mit $-209,5 \pm 35,6$ Gt/a bestimmt. Dieser jährliche Eismassenverlust trägt zu einem eustatischen Meeresspiegelanstieg von $+0,58 \pm 0,10$ mm/a bei.

VERGLEICH MIT DEN ERGEBNISSEN DER GRACE-SCHWEREFELDMISSION

Neben dem geodätischen Ansatz unter der Verwendung der ICESat-Altimeterdaten bieten auch die Daten der GRACE-Schwerfeldmission unter der Anwendung der „gravimetrischen Methode“ die Möglichkeit, direkt die Massenänderung des Grönländischen Eisschildes zu bestimmen. Die Ergebnisse dieser Analyse sind in Abbil-

dung 9 in rot dargestellt. Vertiefende Informationen zur Prozessierung können in Groh, Ewert, Fritsche u. a. (2014) und Ewert u. a. (2012) nachgelesen werden. Die Lösungen beider voneinander unabhängigen Methoden zeigen eine gute Übereinstimmung. Für viele Einzugsgebiete stimmen die erhaltenen Massentrends innerhalb ihrer Unsicherheiten überein (Becken: 2, 3, 5 und 6). Lediglich für die Gebiete 1 und 4 sind größere Differenzen zu verzeichnen. Bei dem Gebiet 1 handelt es sich um das nördlichste Einzugsgebiet Grönlands. In diesem Bereich kann die größere Differenz durch die unterschiedlichen räumlichen Auflösungsvermögen beider Missionen erklärt werden. Zudem ist das zu detektierende Signal sehr klein. Eine weitere große Differenz wurde für das Gebiet 4 ermittelt. Es erstreckt sich entlang des südöstlichen Küstenabschnittes des Grönländischen Eisschildes. Hier herrschen ganzjährig schwierige Wetterbedingungen begleitet von Nebelbänken und dichter Bewölkung. Der GLAS Laserimpuls kann dichte Wolken nicht durchdringen. Dies führt zwangsläufig zu Datenlücken in den ICESat-Altimeterzeitreihen. Im Weiteren ist die Topographie der Eisoberfläche einer zeitlich schnellen Veränderung unterworfen, so dass das Topographiemodell des oben beschriebenen dreikomponentigen mathematischen Modells schneller an seine Grenzen stößt. Das Einzugsgebiet ist zudem sehr schmal und erstreckt sich nahezu in Nord-Süd-Richtung. Dies ist ebenfalls ungünstig für die GRACE-Datenanalyse. Die größeren Differenzen zwischen den beiden Lösungen können somit auf die limitierenden Faktoren beider Missionen zurückgeführt werden. Abschließend bleibt festzustellen, dass beide Lösungen der Massenbilanz des Grönländischen Eisschildes um lediglich $18,8$ Gt/a voneinander differieren. Dies entspricht einer relativen Differenz von rund 9% (in Bezug zur ICESat-Lösung).

ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Wie die vorgestellten Untersuchungen belegen, haben geodätische Satellitenmissionen wie die Schwerefeldmission GRACE und die Altimetermission ICESat unsere Kenntnisse über Umverlagerungen von Wasser und Eis revolutioniert. Der globale Charakter der Beobachtungen und der integrative Charakter der von GRACE beobachteten Schwerefeldvariationen hat gleichzeitig eine Betrachtung der beitragenden Phänomene als globale, eng gekoppelte Prozesse in einem (hinsichtlich der Massenbilanz) geschlossenen Erdsystem gefördert. Eine enge Kopplung ist hierbei konsequenterweise auch zwischen allen relevanten Beobachtungs- und Modellierungstechniken gefordert, die für sich genommen jeweils nur Teilphänomene erfassen. Auch Beispiele solcher Methodenkopplungen wurden in den vorangegangenen Abschnitten gezeigt.

Immer noch haben die Studien zur Nutzung und Kopplung der neuen Satellitenverfahren einen gewissen experimentellen Charakter, ganz wie es der Missionsname *Gravity Recovery and Climate Experiment* vorhersieht. Beispielsweise beruhen Methoden zur Bestimmung von Massenvariationen mit GRACE häufig auf heuristischen Ansätzen. Systematische Untersuchungen, Gegenüberstellungen und Bewertungen von verschiedenen methodischen Ansätzen und deren Ergebnissen (Horwath und Dietrich, 2009) bleiben unvollständig. Bezogen auf Eisschild-Massenbilanzen war das von ESA und NASA initiierte Projekt *Ice Sheet Mass Balance Intercomparison Exercise* (IMBIE) ein wichtiger (und ermutigender) Schritt zum Vergleich auf Ergebnis-Ebene (Shepherd u. a., 2012), selbst wenn die fast ausschließliche Verwendung der Release-4-Lösungen des CSR die Möglichkeit identischer Fehler in den verglichenen Ergebnissen birgt. Tatsächlich lässt das Nebeneinander konkurrierender Schwerefeldlö-

sungen aus ein und derselben Mission viele Nutzer ratlos. Ansätze zu einem formalisierten Vergleich und einer Zusammenführung dieser Lösungen etablieren sich erst seit Kurzem (Jäggi u. a., 2014; Sakumura u. a., 2014).

Ähnlich experimentell wie die Nutzung von GRACE erfolgt die Nutzung der Satellitenaltimetrie über Eisschilden, auch wenn diese bereits seit 1992 (Start von ERS-1) mit einer guten Abdeckung möglich ist. Die von einigen wenigen Arbeitsgruppen erzeugten Datensätze zu Höhenänderungen sind nicht allgemein zugänglich, die zu deren Erzeugung im Einzelnen angewandten Methoden nicht immer vollständig transparent. In jüngerer Zeit durchgeführte Studien, die die Sensitivität der Ergebnisse gegenüber methodischen Detail-Entscheidungen quantifizieren (Levinsen u. a., 2013; Sørensen u. a., 2011), liefern zum Teil ernüchternde Ergebnisse, so zum Beispiel der IMBIE-Vergleich von ICESat-Ergebnissen über dem Westantarktischen Eisschild (Shepherd u. a., 2012, supplementary material).

Auf die experimentelle Nutzung der neuen Missionen wird eine verbindlichere, operationellere Phase folgen. Die hier vorgestellten Arbeiten tragen zur Reifung der einzelnen Verfahren bei, die hierfür notwendig ist. Die Mission GRACE-Follow-On, deren Start für 2017 geplant ist, lässt die notwendige Fortsetzung der Satelliten-Gravimetrie-Beobachtungen erwarten. Eine Reihe von Initiativen zielt auf Schwerefeldmissionen in einem daran anschließenden Zeithorizont, also auf eine tatsächliche Etablierung von Satellitengravimetrie für die Langzeit-Erdbeobachtung. Altimetermissionen wie CryoSat-2, Sentinel-3, SARAL/Altika und ICESat-2 sind die Antwort auf die entsprechende Langzeit-Anforderung für die Altimetrie über Eisschilden. Auf der Ebene von Auswertung und Produktbereitstellung zielt etwa die *Climate Change Initiative* der ESA auf die operationelle Generierung von Datenprodukten, die für die Eisschilde auch

Oberflächenhöhenänderungen aus Altimetrie und Massenänderungen aus Satellitengravimetrie einschließen, und die in enger Kopplung zur Nutzergemeinde, insbesondere zur Klimaforschung, generiert, evaluiert und bereitgestellt werden.

Die Untersuchung der komplexen Vorgänge um Wasser und Eis wird weiterhin auch auf in-situ Daten angewiesen sein. Deren Gewinnung mag mühevoll sein, um so größer sind die Einblicke, die Inspiration und

die Identifikation mit der Forschungsaufgabe, die Wissenschaftler aus dieser unmittelbarsten Form der Beobachtung schöpfen.

Prozesse um Wasser und Eis sind unvollständig verstanden, modellierbar und vorhersagbar. Geodätische Messungen, in einem konsistenten Beobachtungssystem integriert, behalten daher die spannende Rolle, zur Prozessbeschreibung beizutragen, Modelle zu revidieren, und nicht selten echte Entdeckungen hervorzubringen.

LITERATUR

- Cheng, M. und B.D. Tapley (2004). Variations in the Earth's oblateness during the past 28 years. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 109.B9, B09402. DOI: 10.1029/2004JB003028.
- Dietrich, R., H.-G. Maas, M. Bäßler, A. Rülke, A. Richter, E. Schwalbe und P. Westfeld (2007). Jakobshavn Isbrae, West Greenland: Flow velocities and tidal interaction of the front area from 2004 field observations. *J. Geophys. Res.* 112, F03S21. DOI: 10.1029/2006JF000601.
- Ewert, H., S.V. Popov, A. Richter, J. Schwabe, M. Scheinert und R. Dietrich (2012). Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica. *Geophys. J. Int.* DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05649.x.
- Ewert, H. (2013). *Auswertung von ICESat-Laseraltimeterdaten zur Untersuchung glaziologischer Fragestellungen in polaren Gebieten*. Diss. Technische Universität Dresden.
- Gebler, S. (2009). *Fließlinien des Antarktischen und Grönländischen Eisschildes: Berechnung und Interpretation*. Diplomarbeit, Institut für Planetare Geodäsie, TU Dresden.
- Groh, A., H. Ewert, M. Scheinert, M. Fritsche, A. Rülke, A. Richter, R. Rosenau und R. Dietrich (2012). An Investigation of Glacial Isostatic Adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Global Planet. Change* 98–99, S. 45–53. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2012.08.001.
- Groh, A., H. Ewert, M. Fritsche, A. Rülke, R. Rosenau, M. Scheinert und R. Dietrich (2014). Assessing the current evolution of the Greenland Ice Sheet by means of satellite and ground-based observations. *Surv. Geophys.* DOI: 10.1007/s10712-014-9287-x.
- Groh, A., H. Ewert, R. Rosenau, E. Fagiolini, C. Gruber, D. Floricioiu, W. Abdel Jaber, S. Linow, F. Flechtner, M. Eineder, W. Dierking und R. Dietrich (2014). Mass, volume and velocity of the Antarctic Ice Sheet: present-day changes and error effects. *Surv. Geophys.* DOI: 10.1007/s10712-014-9286-y.
- Groh, A. (2014). *Zur Bestimmung eisinduzierter Massensignale aus der Kombination geodätischer Daten*. Diss. Technische Universität Dresden.
- Horwath, M. und R. Dietrich (2009). Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica. *Geophys. J. Int.* 177.3, S. 849–864. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04139.x.
- Howat, I.M., B.E. Smith, I. Joughin und T.A. Scambos (2008). Rates of southeast Greenland ice volume loss from combined ICESat and ASTER observations. *Geophys. Res. Lett.* 35, S. L17505. DOI: 10.1029/2008GL034496.
- Ivins, E.R., T.S. James, J. Wahr, E.J. O. Schrama, F.W. Landerer und K.M. Simon (2013). Antarctic contribution to sea level rise observed by GRACE with improved GIA correction. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118.6, S. 3126–3141. DOI: 10.1002/jgrb.50208.
- Jäggi, A., U. Meyer, G. Beutler, M. Weigelt, T. van Dam, T. Mayer-Gürr, J. Flury, F. Flechtner, Ch. Dahle, J.-M. Lemoine und S. Bruinsma (2014). „Towards combined global monthly gravity field solutions“. In: *EGU General Assembly, Vienna, April 2014*. Bd. 16. Geophysical Research Abstracts. Slides available at <http://www.bernese.unibe.ch/publist>, EGU2014–4891.

- Krabill, W., E. Hanna, P. Huybrechts, W. Abdalati, J. Cappelen, B. Csatho, E. Frederick, S. Manizade, C. Martin, J. Sonntag, R. Swift, R. Thomas und J. Yungel (2004). Greenland Ice Sheet: Increased coastal thinning. *Geophys. Res. Lett.* 31.24. DOI: 10.1029/2004GL021533.
- Kusche, J. (2007). Approximate decorrelation and non-isotropic smoothing of time-variable GRACE-type gravity field models. *J. Geod.* 81.11, S. 733–749. DOI: 10.1007/s00190-007-0143-3.
- Levinsen, J.F., K. Khvorostovsky, F. Ticconi, A. Shepherd, R. Forsberg, L.S. Sørensen, A. Muir, N. Pie, D. Felikson, T. Flament u. a. (2013). ESA's Ice Sheets CCI: validation and inter-comparison of surface elevation changes derived from laser and radar altimetry over Jakobshavn Isbræ, Greenland–Round Robin results. *The Cryosphere Discussions* 7.6, S. 5433–5460.
- Maas, H.-G., E. Schwalbe, R. Dietrich, M. Bäßler und H. Ewert (2008). Determination of spatio-temporal velocity fields on glaciers in West-Greenland by terrestrial image sequence analysis. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science XXXVII.B8*, S. 1419–1424.
- Peltier, W.R. (2004). Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32, S. 111–149.
- Prange, M. (2003). *Berichte zur Polar- und Meeresforschung: Einfluss arktischer Süßwasserquellen auf die Zirkulation im Nordmeer und im Nordatlantik in einem prognostischen Ozean-Meereis-Modell*. Nr. 468. Vertrieb durch Buchhandlung Karl Kamloth: Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung.
- Rietbroek, R., M. Fritsche, S.-E. Brunnabend, I. Daras, J. Kusche, J. Schröter, F. Flechtner und R. Dietrich (2012). Global surface mass from a new combination of GRACE, modelled OBP and reprocessed GPS data. *J. Geodyn.* DOI: 10.1016/j.jog.2011.02.003.
- Sakumura, C., S. Bettadpur und S. Bruinsma (2014). Ensemble prediction and intercomparison analysis of GRACE time-variable gravity field models. *Geophysical Research Letters* 41.5, S. 1389–1397.
- Scheller, M. (2012). *Bestimmung hydrologischer Massenvariationen aus GRACE-Daten am Beispiel sibirischer Flusssysteme*. Diss. Technische Universität Dresden.
- Shepherd, A., E.R. Ivins, A. Geruo, V.R. Barletta, M.J. Bentley, S. Bettadpur, K.H. Briggs, D.H. Bromwich, R. Forsberg, N. Galin u. a. (2012). A reconciled estimate of ice-sheet mass balance. *Science* 338.6111, S. 1183–1189.
- Shuman, C.A., H.J. Zwally, B.E. Schutz, A.C. Brenner, J.P. DiMarzio, V.P. Suchdeo und H.A. Fricker (2006). ICESat Antarctic elevation data: Preliminary precision and accuracy assessment. *Geophys. Res. Lett.* 33, S. L07501. DOI: 10.1029/2005GL025227.
- Sørensen, L.S., S.B. Simonsen, K. Nielsen, P. Lucas-Picher, G. Spada, G. Adalgeirsdottir, R. Forsberg und C.S. Hvidberg (2011). Mass balance of the Greenland ice sheet (2003-2008) from ICESat data-the impact of interpolation, sampling and firn density. *Cryosphere* 5.1, S. 173–186.
- Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P.M. Midgley, Hrsg. (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom und New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Tapley, B.D., S. Bettadpur, M. Watkins und C. Reigber (2004). The gravity recovery and climate experiment: Mission overview and early results. *Geophys. Res. Lett.* 31, S. L09607. DOI: 10.1029/2004GL019920.

GEODÄTISCHE BESTIMMUNG GLAZIOLOGISCHER PARAMETER IN GRÖNLAND

Wilfried Korth

Beuth Hochschule für Technik Berlin

EINFÜHRUNG

Viele Untersuchungen der großen Eismassen der Erde können heute effektiv und hochgenau mit Verfahren der Fernerkundung realisiert werden. Es können Eisbewegungen, Oberflächeneigenschaften, Topographie und Anderes aus Satellitendaten abgeleitet werden. Gravimetrische Vermessungen werden mit Hilfe von Satelliten oder aus dem Flugzeug realisiert. Klassische geodätische Arbeiten scheinen auf den ersten Blick nur noch zur Gewinnung von Bodenkontrolldaten für diese Verfahren Berechtigung zu haben, auf den zweiten sieht man aber das große Potential und den Wert von direkten Feldarbeiten in Grönland oder der Antarktis: Es können direkt und präzise Messwerte gewonnen werden, die mit den modernen Fernerkundungsmethoden was Bezugssysteme und Methodik angeht kompatibel sind, also nicht nur zur Validierung dienen können, sondern auch zur Ergänzung und als eigenständige Datenbasis.

Und auch der Bezug zu historischen Daten ist gut herstellbar, wenn man die historischen Messmethoden berücksichtigt und möglicherweise sogar im direkten Vergleich zu heutigen Verfahren wiederholt.

Historische geodätische Daten aus Polarregionen können dabei mehr als 100 Jahre alt sein: Während der ersten deutschen Südpolarexpedition 1901–1903 unter Erich von Drygalski wurde z.B. ein kleines Dreiecksnetz auf dem Eis in der Nähe des Gaußberges gemessen, das heute als Referenz für Höhenvergleiche dienen kann (Drygalski, 1904).

1912 war eine schweizerische Expedition unter Leitung von Alfred de Quervain in Grönland aktiv, bei der erstmals ein genaues Höhenprofil über das Inlandeis und ein Durchquerungsitinerar bestimmt wurden. Es war die erste rein geowissenschaftliche Grönlandüberquerung. Der Expeditionsteilnehmer, der damals die Vermessungsarbeiten durchführte, war der deutsche

Architekt Roderich Fick (de Quervain und Mercanton, 1920).

An die Daten letztgenannter Expedition knüpft ein Projekt an, über das hier berichtet werden soll. Erstmals 2002 und danach nochmals 2006 und 2010 sowie teilweise 2012 wurde das historische Profil von 1912 erneut vermessen. Aus den Daten können klimabedingte Veränderungen der Eiskappe abgeleitet werden.

Die Idee zu diesem Projekt ist auf der ersten gemeinsamen Grönlandreise von Reinhard Dietrich, Wieland Adler und dem Autor im Jahr 1994 entstanden. Auch wenn Professor Dietrich selbst für eine solche Unternehmung nicht zur Verfügung stand, hat er doch über die gesamte Zeit die Vorbereitungen und die Durchführung der Expeditionen mit wertvollen fachlichen Ratschlägen und großem Interesse an den Ergebnissen begleitet. Insofern gehört er unbedingt mit in die Reihe der Personen, die maßgeblichen Anteil vor allem am fachlichen Gelingen des Projektes haben.

GEODÄTISCH BESTIMMBARE GLAZIOLOGISCHE PARAMETER

Ein Geodät ist mit seinen Messungen zuallererst in der Lage, eine geometrische Beschreibung der Erdoberfläche und deren Veränderungen vorzunehmen. Für beliebige Punkte können Koordinaten und Höhen gewonnen werden. Wenn die Punkte genügend dicht und sinnvoll verteilt sind, ergibt sich daraus praktisch eine kontinuierliche Beschreibung der Oberfläche oder von Profilen, also ein Höhenmodell. Aus Höhenmodellen können unter Verwendung einer sinnvollen Bezugsfläche auch Volumen bestimmt werden. Eine solche Fläche wäre die Felsuntergrundtopographie, die man aus Eisdickenmessungen erhalten kann. Aus wiederhol-

ten Messungen ergeben sich, auch ohne Referenzfläche, Volumenänderungen. Für Gletscher sind derartige Messungen besonders spannend, da sich die Eiskörper infolge von Wetter- und Klimaeinflüssen permanent verändern.

Der häufig verwendete Begriff der Massenbilanz ist etwas unglücklich, da dafür auch die Dichteverhältnisse unter der Oberfläche bekannt sein müssten. Bei Annahme eines über die Jahre hinreichend gleichbleibenden vertikalen Dichteprofiles erhält man sogenannte **spezifische Massenbilanzen**⁴. Insbesondere bei Ablationsgebieten ohne Schneeeauflage ist das Dichteprofil zeitlich unveränderlich.

Letztendlich wird ein vergleichbares Ergebnis zur Laser- oder Radar-Satellitenaltimetrie erhalten. Allerdings sind die bodengebundenen geodätischen Daten im zerklüfteten Randbereich von Gletschern und Eiskappen auch bei größeren Geländeneigungen deutlich aussagekräftiger. Die Altimetrie dagegen erlaubt die effektive Bearbeitung riesiger Gebiete.

Ebenfalls sofort offensichtlich ist die Möglichkeit der geodätischen Bestimmung von **Gletscherbewegungen** an der Oberfläche. Dazu können entweder ausgewählte Punkte gemessen und signalisiert und nach einem ausreichend großem Zeitraum erneut eingemessen werden, oder es können durch wiederholte Bildaufnahmen mit möglichst unveränderlicher oder zumindest bekannter äußerer Orientierung flächenhaft Bewegungen bestimmt werden, wenn es gelingt, Oberflächenstrukturen in den Einzelbildern zu identifizieren und zu verfolgen (Maas u. a., 2009).

Werden flächenhafte Punktanordnungen – also mindestens die Eckpunkte eines Dreiecks – gemessen, lassen sich aus der Veränderung der gegenseitigen Lage der Punkte **Strainparameter** bestimmen. Dies kann rechnerisch auf verschiedene Art erfolgen.

⁴Die spezifische Massenbilanz ist die lokale Massenänderung eines Gletschers bezogen auf eine Fläche und kann in Kilogramm pro Flächeneinheit angegeben werden (Benn und Evans, 2010).

Ein recht eleganter Weg ist die Strainberechnung mittels Affin-Transformation (Perlt, 2006).

Massenänderungen von Gletschern ändern natürlich auch die Auflasten auf der Erdkruste. Infolgedessen ändert sich nicht nur die Höhe der Eisoberfläche, sondern es erfolgt auch eine elastische Deformation der Erde, sowie wegen der Massenverlagerungen auch eine Veränderung des Schwerfeldes und damit der Höhenbezugsfläche physikalischer Höhen. Es müssten neben den klassischen geometrischen Messungen des Nivellements auch Schweremessungen einbezogen werden, um das Zusammenspiel aus Veränderungen von Geometrie und Bezugssystem zu erfassen. Diese Effekte sind allerdings wegen ihrer geringen Größe nur schwer nachweisbar. Erforderlich sind hochaufgelöste und präzise Schweremessungen über große Gebiete und über längere Zeit. Dies lässt sich kaum mit bodengebundenen Messungen, aber mit Satellitendaten, z.B. der GRACE-Mission (Gravity Recovery And

Climate Experiment), realisieren (Forsberg u. a., 2012). Höhenbestimmungen mit GNSS enthalten ebenfalls den kleinen Einfluss der elastischen Krustendeformation, nicht aber den der Veränderung der Höhenbezugsfläche.

Im weiteren Sinne können auch andere Fernerkundungsverfahren als geodätische Methoden angesehen werden. Von der visuellen Analyse von Satellitenbilddaten über die Satellitenaltimetrie bis hin zur Bestimmung von Oberflächenbewegungen mittels SAR-Interferometrie sind eine ganze Reihe von Datenanalysen möglich.

DAS GRÖNLANDPROJEKT

Die ursprüngliche Idee bestand in der Messung eines Höhenprofils über das grönländische Inlandeis hinweg. Es sollte als Bodenkontrolle für Altimetriedaten dienen. Als Messverfahren für die Koordinaten- und Höhenbestimmung kommt heute natürlich



Abbildung 1: Karte des südlichen Grönlands mit der Route der Expeditionen. Online interaktiv verfügbar unter www.groenlanddurchquerung.de

zuerst die Nutzung von GNSS infrage. Vorteilhaft ist dabei, dass die Ergebnisse im gleichen Höhen Bezugssystem vorliegen wie die Altimetriedaten.

Es handelt sich um ellipsoidische Höhen bezüglich des GRS 80 Ellipsoids. Wenn auch noch Wiederholungsmessungen an exakt der gleichen Position durchgeführt werden, können direkt Höhenänderungen bestimmt werden. Diese Höhenänderungen sind weitgehend frei von systematischen Fehlern, wenn gleiche Messmethoden eingesetzt werden. Wichtig für die Ableitung von zeitlichen Volumenänderungen ist dabei, dass immer zur gleichen Jahreszeit gemessen werden muss, um saisonale Variationen klein zu halten. Günstig ist dafür im südlichen Grönland das Ende des Sommers (Mitte Juli bis Mitte September), wenn die starken Schmelzprozesse dem Ende zugehen und die winterlichen Schneefälle noch nicht begonnen haben. Allerdings sind die Bedingungen für die Fortbewegung auf dem Inlandeis in dieser Zeit relativ schwierig, da man mit vielen offenen Spalten, Schmelzwasserseen und -flüssen und extrem zerklüfteter Oberfläche konfrontiert ist.

Trotz der Schwierigkeiten konnte das Profil dreimal vollständig und einmal teilweise

gemessen werden. Die Fortbewegung auf dem Eis erfolgte mit Skiern. Zuerst fiel diese Entscheidung vor allem aus Kostengründen und sportlichem Ehrgeiz, aber es stellte sich später heraus, dass Skier ein ideales und sicheres logistisches Mittel sind, um sich auf der sommerlichen Eis- und Schneeoberfläche im südlichen Grönland zu bewegen.

HÖHEN UND HÖHENÄNDERUNGEN

Die Qualität der Bestimmung von Höhen mit GNSS ist stark von der Entfernung und der Datenqualität der Referenzstationen abhängig. An der grönländischen Küste befinden sich mehrere IGS-Stationen: in Scoresbysund, Qaqortoq, Kulusuk und Kellyville. Zusätzlich wurden auch eigene Referenzmessungen an der Küste in Tassilaq, Ilulissat und Kangerlussuaq durchgeführt. Die sich daraus ergebenden Längen der Basislinien lagen zwischen 50 und mehr als 500 km. Bei ausreichend langer Beobachtungszeit lassen sich daraus Höhen mit einer Genauigkeit von ± 5 cm bestimmen. Für die über mehrere Jahre gemittelten Höhenänderungen ist die Genauigkeit sogar höher. Ausreichend lange Beobachtungszeit bedeutet hierbei mindestens 6 Stunden Daten. Es wurde immer

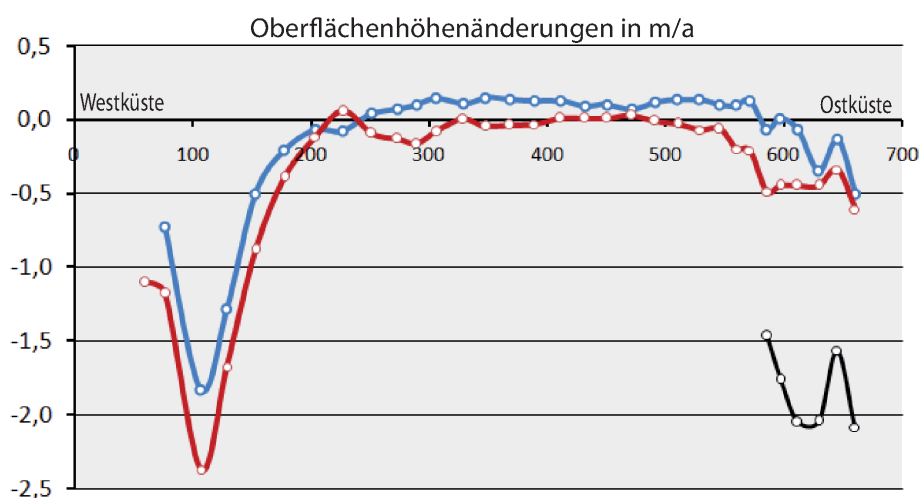


Abbildung 2: Höhenänderungen entlang der Traverse. Rot: 2002–2006, blau: 2006–2010 und schwarz: 2010–2012.

Tabelle 1: Ergebnisse für die jährlichen Akkumulationsbeträge

Messpunkt/Camp	20	21	24	25	26	27	28	31
Traversen-Kilometer	280	302	362	384	402	418	439	513
Höhe [m]	2555	2525	2350	2285	2275	2190	2060	1840
Tiefenlage [m]	4,8	3,9	4,1	4,1	4,0	3,8	3,8	2,9
Kontrolle [m]			4,12					
Akkumulation [m/a]	+1,20	+0,98	+1,03	+1,03	+1,00	+0,95	+0,95	+0,73
Bewegungsbetrag [m/a]	14	32	30	34	53	65	67	122

nachts gemessen, wodurch sich auf den einzelnen Punkten 10 bis 14 Stunden Datenregistrierung ergaben.

Die Positionen wurden mittels eines einfachen GPS-Navigationsgerätes auf etwa 5-10 m genau abgesteckt. Ein exakter Bezug auf die Sollkoordinate ist möglich, wenn auch die Geländeneigung mit bestimmt wird und eine Zentrierung auf eine einheitliche Position erfolgt. Das ist für einen Radius von bis zu 200 m durch Berechnung einer ausgleichenden Ebene an einige wenige gemessene Punkte mit einer Genauigkeit von $\pm 1-2$ cm möglich.

Die Auswertung erfolgte mit gleichbleibenden Softwareeinstellungen, d.h. alle Daten wurden nach jeder Wiederholungsmessung erneut prozessiert.

Eine relativ neue Möglichkeit ist die Nutzung des sogenannten „Precise Point Positioning“. Dabei werden keine Basislinien gebildet, sondern die zu bestimmenden Stationen werden als „Einzelpunkt“ in ein Netz von Permanentstationen eingerechnet. Es stehen verschiedene Dienste zur Verfügung, die praktisch das gesamte Datenmaterial des IGS nutzen können. Dadurch erhält man eine sehr gute Modellierung von Refraktionseffekten, sowie ein Ergebnis in einem einheitlichen Bezug, z.B. ITRF2008. Auch mit dieser Analysevariante wurden alle Daten reprozessiert. Die Ergebnisse sind denen aus einer Basislinienauswertung im vorliegenden Fall gleichwertig.

Es ist sogar möglich, die Daten im kinematischen Modus auszuwerten und so Eisbewegungsparameter zu bestimmen.

Aus den ersten drei Messungen des gesamten Profils von 2002, 2006 und 2010 ergaben sich stark negative Bilanzen im Randbereich und mehr oder weniger ausgeglichene Bilanzen im Zentralbereich oberhalb von 2000 m Höhe. Für den östlichen Teil des Profils wurde 2012 ein extremer Anstieg der Höhenänderung beobachtet: Der Volumenverlust hatte sich fast vervierfacht. Dabei wächst das Gebiet mit negativer Bilanz stetig an und die anfangs noch gering steigenden Höhen in der Mitte des Profils sind inzwischen gleichbleibend.

EISBEWEGUNGEN UND AKKUMULATIONS RATEN

Die terrestrische Bestimmung von Eisbewegungen ist am einfachsten möglich, wenn die Punkte beispielsweise mit Balisen signalisiert werden und aus der Koordinatenänderung die jährlichen Eisbewegungen berechnet werden. Alternativ kann bei ausreichend langer Besetzung der Messpunkte eine kinematische Auswertung der GNSS-Daten erfolgen.

Im Rahmen des hier beschriebenen Projektes wurden beide Methoden angewandt. Eine Signalisierung der Messpunkte schien zuerst nicht möglich, da sich die Expeditionen ohne Motortechnik auf Skiern über das

Eis bewegte und so die Nutzlast auf den Schlitten außerordentlich begrenzt war. Eine Lösung dieses Problems bot sich in einer Markierung der Messpositionen mit kleinen Magneten. Diese lassen sich auf dem Eis wegen der sonst fehlenden künstlichen Magnetfelder relativ leicht lokalisieren, wenn sie nicht zu tief unter dem Schnee liegen. Es lässt sich dabei sogar die Tiefe der Magnete bestimmen. Die Halbwertsbreite der Kurve der magnetischen Anomalie entspricht der Tiefe. Daraus können dann Akkumulationsraten geschätzt werden. Die maximal noch zu bestimmende Tiefe liegt bei den verwendeten Magneten bei ca. 4,5 m. Eine solche Schneeeauflage war nach etwa vier Jahren erreicht.

Die für einige der Punkte ermittelten Eisbewegungen und Akkumulationsraten sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

PROBLEME BEI DER ABLEITUNG VON SPEZIFISCHEN MASSENBILANZEN

Unter Annahme einer Dichtefunktion für die oberflächennahen Schichten des Eises oder unter der Voraussetzung, dass die Dichtefunktion zeitlich unveränderlich ist, kann aus den Höhenänderungen auf Volumenänderungen und daraus auf Massenänderungen geschlossen werden. Für Blaueisgebiete ist ein Gleichbleiben der vertikalen Dichtefunktion offensichtlich. Nur wenn Spaltensysteme durch dann wieder gefrierendes Schmelzwasser gefüllt werden, ist die Annahme *Volumenänderung \approx Massenänderung* nicht ganz richtig. Oberhalb der Firngrenze ist das anders. Hier versickert ein relativ großer Teil des Schmelzwassers wieder. Obwohl sich die Oberflächenhöhen ändern, kann daraus nicht direkt auf Massenänderungen geschlossen werden. Hier wäre eine Stratigrafie der oberflächennahen Firnschichtungen möglichst bei jeder Messung und an vielen Punkten nötig, um entsprechende Korrekturen zu berechnen. Die Menge des wieder gefrierenden Schmelz-

wassers ist ein Fehlereinfluss, der auch die Ergebnisse der Satellitenaltimetrie verfälscht.

Allerdings sind die Flächen im Randbereich, in denen die Schneeeauflage komplett abschmilzt, in den vergangenen Jahren stark angewachsen. Zudem ist die negative Höhenänderung in diesen Bereichen viel größer, als die Höhenänderungen im zentralen Teil des grönländischen Inlandeises. Schmelzprozesse an der Oberfläche treten inzwischen im Sommer fast auf der gesamten Eiskappe auf, im südlichen Teil sogar so stark, dass im Juni/Juli die oberen Schneeschichten extrem feucht und nahezu unpassierbar werden. Die einzige Fortbewegungsmöglichkeit ist dann auf Skiern gegeben.

VERBINDUNG ZU HISTORISCHEM DATENMATERIAL

Heute erfolgen Koordinaten- und Höhenbestimmungen auf Gletschern fast immer mit GNSS-Messungen. Herkömmliche Höhenbestimmungsverfahren wie geometrisches oder trigonometrisches Nivellement sind unter Expeditionsbedingungen schwierig und sehr aufwändig. Allerdings wären sie für einen direkten Vergleich mit historischen Messungen, egal ob in der Arktis oder der Antarktis, wünschenswert. Im Idealfall müssten solche klassischen Messungen und moderne Satellitenmessungen parallel durchgeführt werden, wodurch dann zukünftig auf Nivellements verzichtet werden könnte.

Wenn solche Parallelmessungen nicht möglich sind, muss ein korrekter Übergang zwischen den Höhensystemen erfolgen. Dafür ist vor allem ein gutes Geoidmodell nötig. Als frei zugängliches und für nahezu die gesamte Erde sehr genaues Schwerefeldmodell steht das EGM2008 zur Verfügung. Die lokale und regionale Geometrie der Höhenbezugsfläche ist daraus mit wenigen dm Unsicherheit berechenbar. Hinzu kommt die schwieriger zu klärende Frage des Höhenanschlusses der historischen Messungen an

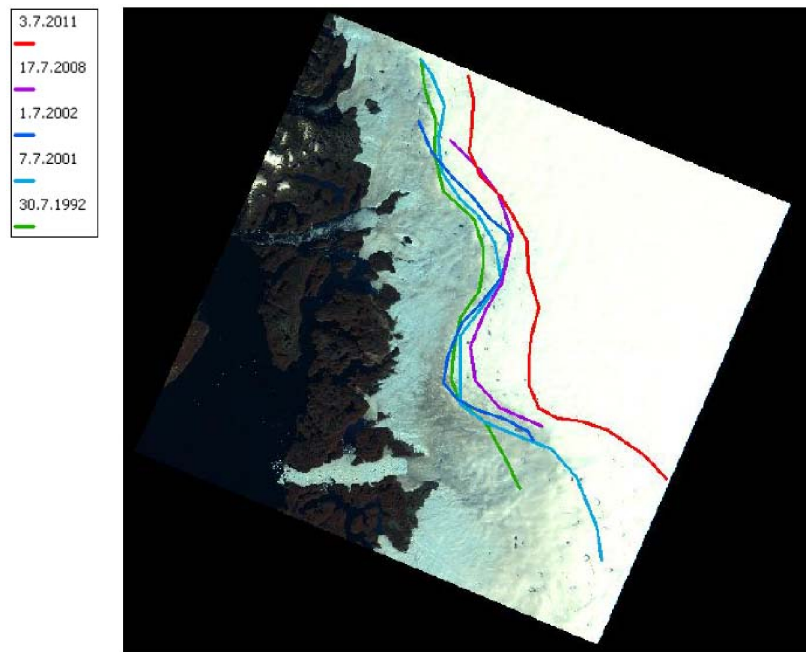


Abbildung 3: Darstellung der Verschiebung der Gleichgewichtslinie aus LANDSAT-Satellitendaten. Die Berechnungen erfolgten durch Kanalkombinationen mit Hilfe des NDSI (Normalized Different Snow Index) und den NDSII (Normalized Different Snow Ice Index) (Mund, 2012).

den Meeresspiegel. Ob überhaupt und wie der Anschluss an eine Pegelstation realisiert wurde, ist oft nicht gut dokumentiert. Daraus können sich zusätzliche Unsicherheiten von mehreren Metern ergeben. Der direkte Höhenvergleich zu historischen Daten aus Polarregionen wird also immer mit einer Unsicherheit von 1–3 m behaftet sein.

Wenn, wie 1912 bei de Quervain, vor allem barometrische Höhenbestimmungen durchgeführt wurden⁵, ist die Situation noch ungünstiger. Auch bei höchster Präzision der Messgeräte und größter Sorgfalt der Messenden, sind Genauigkeiten von unter ± 5 m nahezu ausgeschlossen. De Quervain hat in seinem Expeditionsbericht eine Abschätzung des Fehlers vorgenommen. Er gibt eine Standardabweichung von unter einem Meter an! Das muss für die Gesamtheit der 700 km Traverse als viel zu optimistisch bewertet werden! Für die am weitesten von den Küsten entfernten Punkte sind als Feh-

ler eher ± 10 m anzusetzen, für die Punkte im Randbereich ± 3 –5 m.

Auch für Lagekoordinaten stellt sich das Problem kompliziert dar. Historische Polarexpeditionen konnten praktisch nie auf eine geodätische „Infrastruktur“ wie etwa vorhandene Netze mit nutzbaren Festpunkten einer Landesvermessung zurückgreifen. Daher wurde der Lagebezug normalerweise mittels astronomischer Ortsbestimmung hergestellt. Die Genauigkeiten waren dabei sehr unterschiedlich, abhängig davon, wie viele und welche Gestirne für die Messungen genutzt wurden, welche Messinstrumente zur Verfügung standen u.v.a.m.

Allerdings ist für Höhenvergleiche auf polaren Gletschern die Transformation historischer Lagekoordinaten in heutige Bezugssysteme nicht ganz so wichtig, weil die Geländeneigungen auf der Gletscheroberfläche nicht sehr groß sind und sich daher nur kleine Höhenfehler ergeben, selbst wenn

⁵Das Gesamtprofil wurde barometrisch mit Siedethermometern und Aneroidbarometern bestimmt. Die Messung der lokalen Topographie erfolgte mit trigonometrischen Messungen.

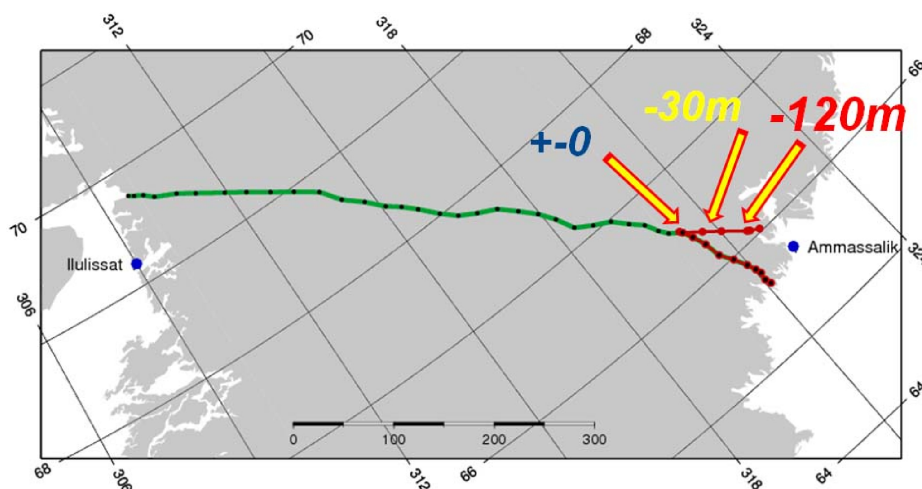


Abbildung 4: Höhenänderungen der Eisoberfläche in 100 Jahren zwischen 1912 und 2012. Der größte Teil dieser Änderung dürfte sich in den letzten Jahrzehnten vollzogen haben.

die Koordinatenunsicherheit hundert Meter oder mehr beträgt.

JUBILÄUMSEXPEDITION 2012

Natürlich lag es auf der Hand, einhundert Jahre nach der Quervain eine Wiederholungsmessung des Profils durchzuführen. Interessanterweise lebt in Hamburg der Journalist Stephan Orth, Enkel des „Vermessers“ von 1912, der ebenfalls eine Expedition in den Fußspuren seines Großvaters durchführen wollte. So wurde eine Grönlandquerung als geodätische und als historische Jubiläumsexpedition vorbereitet (Orth, 2013).

Leider war diese Expedition auf den ersten Blick nicht erfolgreich, da die Mannschaft wegen schwerer Materialschäden nach wenigen Tagen die Traversenmessung abbrechen musste. Aber in jedem Scheitern liegt auch immer eine Chance!

Die Expeditionsroute ist im Aufstiegsbereich nicht mit der historischen Abstiegsroute von vor hundert Jahren identisch. Wo im Juli 1912 ein einigermaßen unproblematischer Abstieg möglich war, kann man heute mit schweren Expeditionsschlitten nur noch sehr

schwer auf das Eis aufsteigen. Direkte Vergleichsmessungen auf den besonders interessanten küstennahen Punkten wurden daher bei den ersten drei Messungen nicht realisiert. Jetzt ergab sich diese Möglichkeit. Nach 150 km Aufstieg bis auf fast 2000 m Höhe erfolgte ein Abstieg auf der historischen Route, bei der die letzten Zeltplätze der Schweizer erneut höhenmäßig bestimmt wurden. Der Vergleich der Höhen war bemerkenswert! In den vergangenen 100 Jahren hat sich die Eisoberfläche im unmittelbaren Randbereich um mehr als 120 m gesenkt. Noch in 70 km Abstand vom Eisrand ist der Höhenunterschied 30 m. Erst in fast 100 km Randabstand ergab sich eine ausgeglichene Bilanz.

AUSBLICK

Für den Sommer 2015 ist eine Fortsetzung der Feldarbeiten entlang der Traverse und insbesondere in den Randbereichen des Inlandeises geplant. Dabei sollen sich sowohl die Untersuchungsschwerpunkte, als auch die Messmethoden etwas ändern.

Es hat sich gezeigt, dass sich die Randbereiche der Eiskappe besonders stark verän-

dern. Daher ist es naheliegend, die künftigen Arbeiten auf diese Bereiche zu konzentrieren. Dabei ist dann auch eine flächenhafte Erweiterung des Profils durch Querprofile sinnvoll. Außerdem endet im Bereich der Diskobucht an der Westküste eine weitere hochinteressante und seit längerem nicht mehr nachgemessene Traverse, die EGIG-Linie (Homann u. a., 1993). Der westliche Teil des EGIG-Profils soll in die nächsten Feldarbeiten einbezogen werden.

Bisher wurden bei allen vier Expeditionen an den Camppositionen statische GNSS-Messungen mit Beobachtungszeiten von ca. 12 Stunden durchgeführt. Damit war eine Höhenbestimmung im Genauigkeitsniveau von ca. ± 5 cm möglich.

Wesentlich interessanter wäre es, ein durchgehendes Profil kinematisch zu vermessen. Bei Entfernungen zur Referenzstation von mehreren hundert Kilometern ist eine echte kinematische Datenauswertung bisher nicht machbar erschienen und auch die Energieversorgung der Messgeräte war nicht für ganztägige Messungen konzipiert. Beides

hat sich inzwischen geändert. Es sind echte kinematische Auswertungen im Anschluss an das IGS Stationsnetz mit PPP möglich geworden. Das bedeutet, es kann eine hochwertige Antenne auf einem Schlitten montiert werden und eine Messung der gesamten Trajektorie mit einem Punktabstand von etwa 1 m gemessen werden (Messintervall 5 s). Wenn die täglichen Profilschnitte in die nächtlichen statischen Messungen eingehängt werden, sind Genauigkeiten von besser ± 1 dm möglich.

Und nicht zuletzt steht auch der direkte Vergleich zu den historischen Daten noch aus. Das heißt, es soll eine Wiederholung eines großen Teiles der Messungen von 1912 erfolgen: barometrische Präzisionsmessungen, trigonometrische Oberflächenaufnahmen und astronomische Ortsbestimmungen. Alles immer parallel zu den GNSS-Messungen. Die Anregungen zu diesen Erweiterungen des Expeditionsprogramms kamen maßgeblich von Reinhard Dietrich. Er ist dem Projekt bis heute treu geblieben und wird es sicherlich auch in Zukunft bleiben.

LITERATUR

- Benn, D. I. und D. J. A. Evans (2010). *Glaciers and Glaciation*. Hodder Education, ISBN 978 0 340 905791, 2010.
- de Quervain, A. und P.-L. Mercanton (1920). *Ergebnisse der Schweizerischen Grönlandexpedition*. Basel, Genf, Lyon: Komm. Georg & Co.
- Drygalski, E. v. (1904). *Zum Kontinent des eisigen Südens*. Berlin: Georg Reimer Verlag.
- Forsberg, R., V. Barletta und L. Sandberg Sørensen (2012). *Mass loss of Greenland and Antarctica from GRACE and IceSat*. www.iag-commission2.ch/Session/gghs_session6_forsberg_grace.pdf.
- Homann, Ch., D. Möller, H. Salbach und R. Stengele (1993). Die Weiterführung der geodätischen Arbeiten der INTERNATIONALEN GLAZIOLOGISCHEN GRÖNLAND-EXPEDITION (EGIG) durch das Institut für Vermessungskunde der TU Braunschweig 1987. In: *DGK*. B 303.
- Maas, H.-G., R. Dietrich, E. Schwalbe, M. Bäßler und H. Ewert (2009). Wie bewegen sich Gletscher in Westgrönland – Analyse von Änderungen des Bewegungsverhaltens durch Anwendung photogrammetrischer Verfahren. *Wissenschaftliche Zeitschrift der Technischen Universität Dresden* 50. Heft 3-4 (Klimawandel), S. 25–30.
- Mund, S. (2012). *Glaziologische Untersuchungen anhand von Fernerkundungsdaten*. Bachelorarbeit, BeuthHS Berlin, Fachbereich III, Bauingenieur- und Geoinformationswesen, SS 2012.
- Orth, S. (2013). *Opas Eisberg: Auf Spurensuche durch Grönland*. Piper Verlag. ISBN: 978-3-89029-432-2.
- Perl, J. (2006). *Ein geokinematisches Modell für Island*. Geodätische Schriftenreihe der TU Braunschweig, Nr. 20.

GEODÄTISCHE ARBEITEN IM GEBIET DES SUBGLAZIALEN LAKE VOSTOK

Andreas Richter

TU Dresden

Als unser Jubilar Reinhard Dietrich im September 1994 an der Konferenz des Wissenschaftlichen Komitees für Antarktisforschung (*Scientific Committee on Antarctic Research*, SCAR) in Rom teilnahm, war er noch nicht ganz zwei Jahre Professor für Theoretische und Physikalische Geodäsie an der Technischen Universität Dresden. Ein Höhepunkt dieser Tagung war zweifellos der Vortrag des russischen Geophysikers Andrej Kapitsa, der die wissenschaftliche Öffentlichkeit erstmals über die Existenz des subglazialen Lake Vostok in Kenntnis setzte.

Lake Vostok ist der größte der heute bekannten subglazialen Seen. Er befindet sich in der zentralen Ostantarktis, unter einer ca. 4 km mächtigen Eisdecke. Über dem südlichen Ausläufer des Sees, auf einer Höhe von 3450 m über dem Meeresspiegel, befindet sich die russische Antarktisstation Vostok. Sie wurde am 16. Dezember 1957 in dem Bestreben gegründet, den geomagnetischen Südpol zu besetzen – die Existenz eines Wasserkörpers unter dem Eis erahnte damals niemand. Hinsichtlich der in der Station errungenen wissenschaftli-

chen Erfolge nimmt die Eisbohrung eine ganz zentrale Bedeutung ein. Der 3769 m lange Eiskern, aber auch die im Bohrloch vorgenommenen Messungen, haben eine einzigartige Datengrundlage für ein breites Spektrum wissenschaftlicher Untersuchungen geliefert und entscheidend zur Etablierung der Eiskernforschung beigetragen. Die obersten 3538 m des Kerns bestehen aus meteorischem, d.h. aus an der Oberfläche akkumuliertem Schnee gebildetem Eis. Dieser Abschnitt des Eiskerns lieferte erstmals eine lückenlose Zeitreihe klimarelevanter Parameter über die letzten 420.000 Jahre (Pettit u. a., 1999). Ab einer Tiefe von 3538 m ist das Eis des Kerns nicht mehr meteorischen Ursprungs, sondern entstand durch Anfrieren des Wassers des Lake Vostok an die Eisunterseite (Seeeis). Im Tiefenbereich zwischen 3538 und 3618 m wurden im Eiskern bis zu 6 mm große mineralische Einschlüsse gefunden. Dieses Eis bildete sich, Sedimentpartikel in sich aufnehmend, im Bereich des Aufschwimmens der Eisdecke am westlichen Seeufer, bevor es durch die Fließbewegung zur Bohrlokation gelangte. Die-

se Einschlüsse stellen die bislang einzigen geologischen Proben aus dem Inneren der Ostantarktis dar (Leichenkov u. a., 2011).

Die Aufsetzlinie, die das Ufer des subglazialen Sees repräsentiert, wurde mittels Eisradarprofilen kartiert (Popov und Chernoglazov, 2011, Abb. 1). Demzufolge erstreckt sich der Lake Vostok zwischen 78°36' und 76°12' südlicher Breite sowie zwischen 101°16' und 107°14' östlicher Länge. Seine maximale Ausdehnung, genähert in Nord-Südrichtung, beträgt 290 km. Seine maximale Breite erreicht er im nördlichen See-Teil mit 92 km, sein Flächeninhalt beträgt 16.265 km². Informationen über die Tiefe des Lake Vostok wurden in erster Linie aus reflexionsseismischen Sondierungen gewonnen (Popkov u. a., 1998). Diesen zufolge beträgt die maximale Wassertiefe des Lake Vostok 1167 m. Diese wird in einem Becken im südlichen Teil des Sees erreicht (Abb. 2c) und macht ihn zum dritt-tiefsten See der Erde. Mit einem Wasservolumen von 6247 km³ ist der subglaziale Lake Vostok der volumenmäßig sechstgrößte Süßwassersee der Erde. Seine außergewöhnliche Tiefe, aber auch seine langgestreckte Form hat der Lake Vostok mit bekannten tektonischen Seen wie dem Baikalsee und den großen ostafrikanischen Seen gemein. Daraus wird auch für den Vostoksee auf einen tektonischen Ursprung geschlossen (Leichenkov u. a., 2005; Studinger, Karner u. a., 2003).

Über das Alter und die Entstehung des Wasserkörpers des Vostoksees gibt es zwei unterschiedliche, konkurrierende Vorstellungen. Gemeinhin wird die Entstehung subglazialer Seen in der zentralen Antarktis auf den geothermalen Wärmefluss im Zusammenspiel mit der effektiven Wärmeisolation und das Herabsetzen des Druckschmelzpunktes durch den kilometermächtigen Eisschild zurückgeführt (Siegert u. a., 2011). Zotikov und Duxbury (2001) zufolge könnte die Depression des Vostoksees jedoch bereits vor dem Beginn der Eisbedeckung mit Wasser gefüllt

gewesen und, aufgrund seiner großen Tiefe, nie vollständig gefroren sein.

Im zentralantarktischen permanenten Hochdruckgebiet gelegen, zeichnet sich die Region des Vostoksees durch außerordentlich niedrige Niederschlagsmengen aus. Die Oberflächenakkumulation wird vom Windzutrag dominiert und steigt von der Station Vostok (20,6 kg m⁻² a⁻¹) zum Nordufer des Sees hin auf beinahe das Doppelte an. Meteorologischen Messungen zufolge stellt Vostok den Kältepol der Erde dar: am 21. Juli 1983 wurde hier mit -89,2°C die weltweit niedrigste bodennahe Lufttemperatur gemessen (Budretzki, 1984). Eisradarprofilen zufolge beträgt die Eisdicke nahe dem

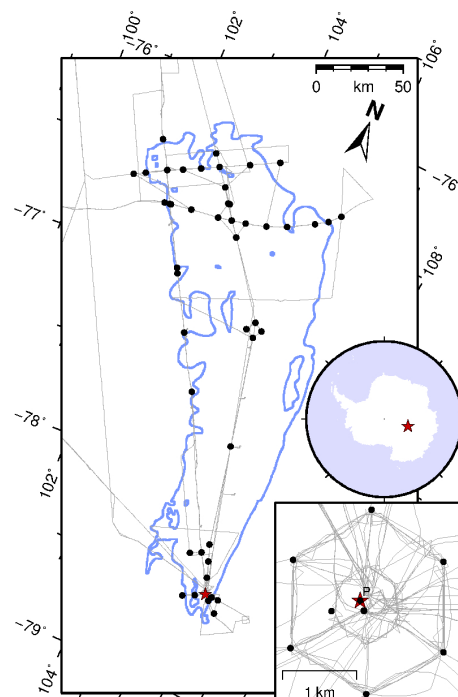


Abbildung 1: Karte des subglazialen Lake Vostok. Blaue Linie: Uferlinie des Lake Vostok (Popov und Chernoglazov, 2011); schwarze Punkte: wiederholt beobachtete GPS-Messpunkte; graue Linien: Verlauf von Oberflächenhöhenprofilen aus kinematischen GPS-Messungen auf Zugmaschinen; roter Stern: Station Vostok. Rechts unten: Detailkarte der Umgebung der Station Vostok; roter Stern: Stationszentrum; P: Lage der GPS-Permanentstation. Rechts: Lage des Vostokgebiets auf dem antarktischen Kontinent (roter Stern).

südlichen Seeende ungefähr 3700 m und steigt gleichmäßig zum Nordufer hin auf ca. 4300 m an (Abb. 2b, Popov u. a., 2011). An der Unterseite des Eisschildes, an seiner Grenzfläche mit dem Wasserkörper, läuft ein permanenter Massenaustausch ab. In bestimmten Teilen der Seeoberfläche friert Seewasser von unten an der Eisdecke an, in anderen Seeteilen schmilzt das basale Eis ab. Der See stellt somit keine statische Wassermasse dar, sondern erfährt vielmehr, als Produkt des dynamischen Gleichgewichts zwischen diesen zwei gegenläufigen Prozessen, eine ständige Wassererneuerung. Die Isotopenzusammensetzung des in der Vostok-Bohrung geborgenen Seeesises deutet auf eine nur schwache Vermischung des Wasserkörpers und somit auf eine geringe Intensität der konvektiven Zirkulation im See hin (Ekaykin u. a., 2010). Dies lässt ausgeprägte vertikale und laterale Gradienten hinsichtlich der Temperatur, Dichte und der Konzentration gelöster Gase erwarten, welche innerhalb des Lake-Vostok-Systems die Ausbildung ganz verschiedenartiger Biotope und ökologisch-limnologischer Nischen begründen könnten.

Die Frage nach dem Vorhandensein von Leben im Lake Vostok fungierte als wichtige Triebfeder für die Erforschung des subglazialen Sees. Die Entdeckung und Untersuchung von Organismen in diesem möglicherweise 34 Mio. J. lang isolierten Ökosystem würde ungeahnte Einblicke in die Evolution sowie in noch unbekannte Anpassungsmechanismen von Lebensformen an extreme Umweltbedingungen gewähren. Lake Vostok zeichnet sich von anderen Lebensräumen durch extrem hohe Drücke (≈ 35 MPa), Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt ($\approx -2.5^\circ\text{C}$), Sauerstoffübersättigung sowie permanente Dunkelheit aus und ist mindestens seit der Stabilisierung des kontinentalen Eisschildes (vor 13 Mio. J.) von der Atmosphäre isoliert (Bulat u. a., 2012). Aufgrund des extrem niedrigen Gehalts gelösten organischen Kohlenstoffs wird der

Lake Vostok als ultraoligotroph charakterisiert. Vielfältige mikrobiologische Analysen der Seeisproben des Vostokeiskerns zielten auf den Nachweis von Lebensformen im Lake Vostok ab; die veröffentlichten Schlussfolgerungen sind jedoch widersprüchlich. Während aus angeblich signifikanten Zellkonzentrationen von Mikroorganismen in den Seeisproben auf überlebensfähige Populationen im Subglazialsee geschlossen wurde (Abyzov u. a., 2001; Christner u. a., 2006; Karl u. a., 1999; Priscu u. a., 1999), mahnen Bulat u. a. (2012) angesichts der spezifischen Art der Proben, der hohen Gefahr ihrer Kontamination von ihrer Entnahme im Kontakt mit der Bohrflüssigkeit, über den weiten Transport von Vostok in die Labore, bis hin zur Behandlung der Proben, der Integrität und der generell niedrigen Konzentration der enthaltenen Mikroben zur Vorsicht bei der Interpretation dieser Ergebnisse.

Als auf der SCAR-Konferenz in Rom der Vostoksee gewissermaßen aus der Taufe gehoben wurde, hatte ich gerade mein erstes Studienjahr der Geodäsie an der TU Dresden hinter mich gebracht. Im darauffolgenden Jahr besuchte ich meine ersten Vorlesungen in Theoretischer und Physikalischer Geodäsie und wurde so mit Prof. Reinhard Dietrich bekannt. Seine Begeisterung für die geowissenschaftliche Forschung steckte mich an, und so kam es, dass ich Anfang 2000 meine Tätigkeit in der von ihm geführten Arbeitsgruppe aufnahm. In der Anfangsphase hatte ich meinen Arbeitsplatz im Zimmer eines erfahrenen Kollegen. Emsige Betriebsamkeit, russische Begriffe, Schriftstücke und Gäste in unserem Zimmer fügten sich allmählich zu einer Ahnung, welche sich schließlich bestätigte: mein Zimmerkollege, Jens Wendt, rüstete sich für eine Teilnahme an der Russischen Antarktisexpedition nach Vostok! Fortan verfolgte ich Jens' Expeditionsvorbereitungen sowie den Verlauf seiner Reise und Arbeiten mit staunender Bewunderung. Und, zugegeben, ein wenig Neid.

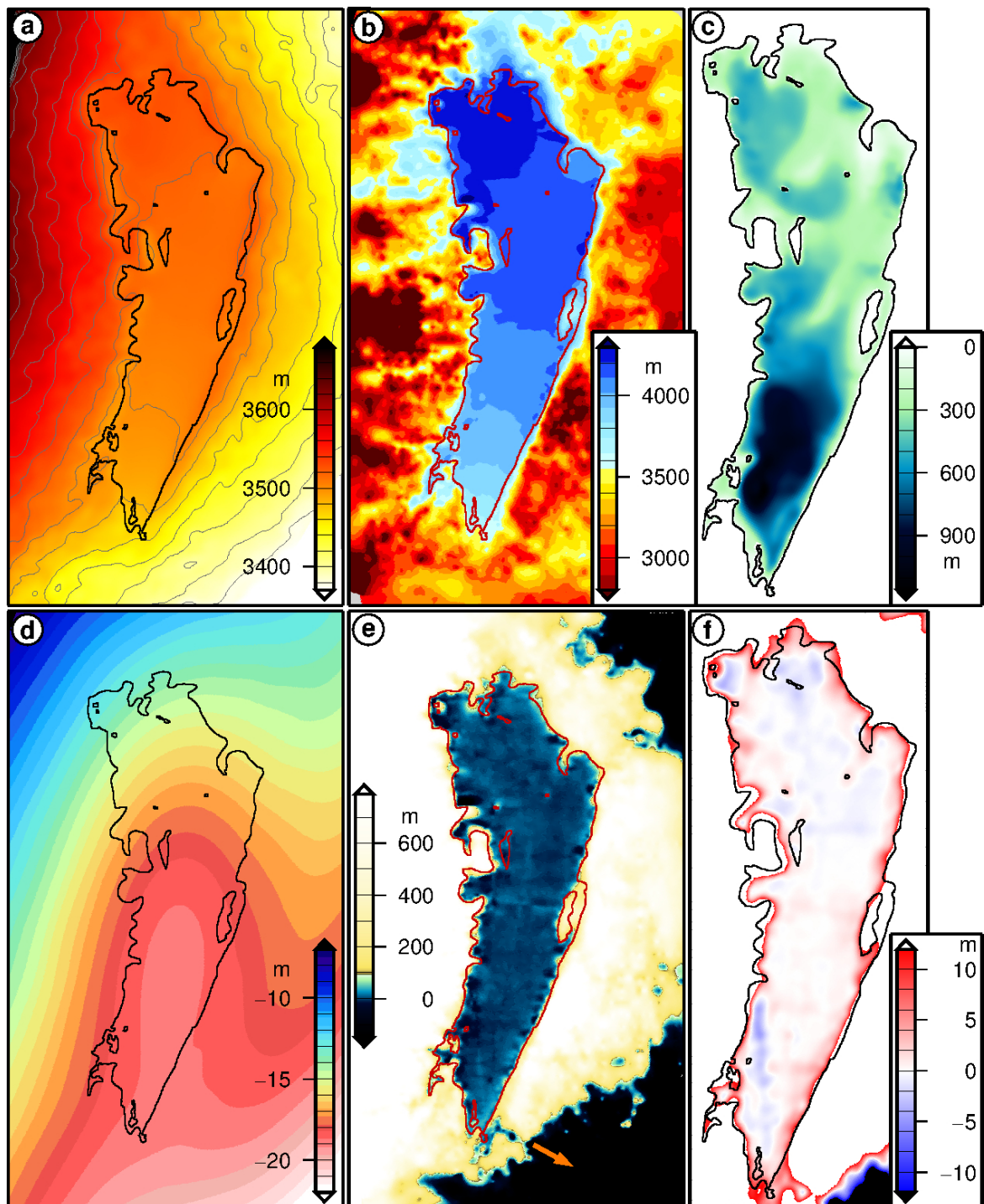


Abbildung 2: Geometrisch-geodätische Modelle des subglazialen Lake Vostok. **a)** Hybrides digitales Höhenmodell der Eisoberfläche bzgl. WGS84-Ellipsoid (Ewert u. a., 2012); **b)** Eisdickenmodell aus einer Kreuzungspunktausgleichung von mit Eisradar bestimmten Eisdickenprofilen (Richter, Popov, Schröder u. a., 2014); **c)** Bathymetrisches Modell des subglazialen Wasserkörpers (Popov u. a., 2011); **d)** Regionales Geoidmodell (Schwabe u. a., 2014); **e)** Modell der hydrostatischen Untergrundhöhe (Richter, Popov, Fritsche u. a., 2014), Pfeil: Ort und Richtung des potentiellen Ausflusses aus dem See, dazu müsste der Füllstand des Sees um 91 m ansteigen; **f)** Abweichung der Höhe der Eisoberfläche aus der hydrostatischen Gleichgewichtslage (Ewert u. a., 2012).

Reinhard Dietrichs Freundschaft mit den St. Petersburger Polargeodäten, welche zum Teil auf die Tage seiner Überwinterung in der sowjetischen Antarktisstation Molodezhnaya zurückgeht, ist es zu verdanken, dass seine mutigen Pläne im entscheidenden Moment beim Direktor der Russischen Antarktisexpedition, Valery Lukin, Gehör fanden. Ende 2001, fünf Jahre nach Erscheinen des berühmten Nature-Artikels der Entdecker des Vostoksees (Kapitsa u. a., 1996), erreichte Jens die Station Vostok. Während seines zehnwöchigen Aufenthalts auf der Station gelang es ihm, unter extremen, in vielerlei Hinsicht unvorhersehbaren Bedingungen umfangreiche geodätische Feldarbeiten auszuführen. Seine Messungen legten den Grundstein für den noch heute andauernden geodätischen Beitrag unserer Arbeitsgruppe zur Erforschung des Lake Vostok. In der darauffolgenden Antarktissaison kehrte Jens nach Vostok zurück, um die Arbeiten im Gebiet der Station und des Südtails des Vostoksees fortzusetzen.

Fünf Jahre nachdem ich Jens beim Aufbruch zu seiner ersten Vostokexpedition Glück und Erfolg gewünscht hatte, legte Reinhard Dietrich Ende 2006 den Staffelstab - oder besser die Messlatte - in meine Hände. Dank Jens' Rat, Vorbild und Erfahrungen war das Ziel der Reise, die Station Vostok, bereits nicht mehr so ungewiss wie für Jens bei seiner ersten Expedition. Meine Mission umfasste jedoch auch die Teilnahme am Schlittenzug von Vostok nach Mirny zur Durchführung erster geodätischer Feldarbeiten im nördlichen Teil des Vostoksees. Es sollte die außergewöhnlichste und abenteuerlichste meiner Reisen werden; und eine Saison später betraute mich Reinhard Dietrich erneut mit Messungen in Vostok und entlang der Schlittenzugtrasse. Eines Tages während des Schlittenzugs verkündete der Funker und Meteorologe, dass in der Nacht zuvor - wir hatten bis spät abends das Öl der vorsintflutlichen Zugmaschinen gewechselt - das Thermometer auf -63°C gefallen war ...

In den folgenden Jahren wurden die geodätischen Arbeiten in Vostok und auf den Schlittenzügen in enger Kooperation mit den St. Petersburger Kollegen von *Aerogeodeziya* fortgeführt. In den Saisons 2009/10 und 2010/11 vertraute Reinhard Dietrich die Messarbeiten Ludwig Schröder an. An der Expedition 2011/12 nahm Stefan Burkert teil. In der Saison 2012/13 hinterließ Lutz Eberlein seine Stiefelabdrücke in der Schneedecke über dem Vostoksee. Und auch in Zukunft soll die inzwischen bewährte Tradition geodätischer Feldarbeiten auf dem Lake Vostok unter der Teilnahme Dresdner Geodäten fortgesetzt werden.

Die wesentlichen Ergebnisse der von Reinhard Dietrich initiierten, konzipierten und geleiteten Arbeiten im Gebiet des Vostoksees lassen sich drei wissenschaftlichen Zielen zuordnen:

- a) Erstellung regionaler geometrisch-geodätischer Modelle;
- b) Untersuchung der Fließdynamik des Eises; und
- c) Bestimmung und Interpretation von Höhenänderungen der Eisoberfläche.

Geometrisch-geodätische Modelle, welche die Grundlage für vielfältige, keinesfalls nur geodätische Untersuchungen am Lake Vostok bilden, wurden aus verschiedenen Satelliten-Datensätzen abgeleitet. Die bewusste räumliche Fokussierung erlaubte dabei, den besonderen Bedingungen im Gebiet des Vostoksees Rechnung zu tragen. So gelang es Roemer u. a. (2007), durch eine richtungsweisende Weiterentwicklung der Analyse von Radaraltimeterdaten der ERS-1-Satellitenmission ein präzises, hochauflösendes digitales Höhenmodell (DHM) der Eisoberfläche für die Vostok-Region zu erstellen. Auf der Grundlage einer Kreuzungspunktausgleichung der Laseraltimeterdaten der ICESat-Mission entwickelten Ewert u. a. (2012) ein weiteres DHM des Lake-Vostok-Gebiets. Dieses Modell zeichnet sich durch eine bessere Genauigkeit der Oberflächen-

höhen entlang der ICESat-Satellitenspuren, andererseits jedoch auch durch eine geringere Dichte der Satellitenspuren aus. Die Kombination beider Modelle führte schließlich zu einem hybriden DHM, welches die hohe flächenmäßige Auflösung der ERS-Daten mit der Genauigkeit der ICESat-Messungen vereint (Abb. 2a). Des Weiteren entwickelten Schwabe u. a. (2014) ein regionales Geoidmodell auf der Grundlage aerogravimetrischer (Studinger, Bell u. a., 2003) und GOCE-Satellitendaten (Abb. 2d). Geophysikalische Datensätze der russischen Projektpartner der *Polar Marine Geosurvey Expedition* ergänzen diese Grundlagenmodelle (Abb. 2c). Eine Kreuzungspunktausgleichung erlaubte die Kombination der aus terrestrischen Eisradarprofilen (Popov u. a., 2011) und durch eine aerogeophysikalische Befliegung (Studinger, Bell u. a., 2003) gewonnenen Eisdickendaten zu einem präzisen Eisdickenmodell für die Vostokregion (Richter, Popov, Schröder u. a., 2014; Abb. 2b).

Diese hochauflösenden geometrischen Modelle bildeten die Grundlage für die Synthese spezifischer Modelle zur Beantwortung konkreter wissenschaftlicher Fragestellungen. So zeigten Ewert u. a. (2012), dass sich die auf dem Vostoksee schwimmende Eisdecke im hydrostatischen Gleichgewicht befindet (Abb. 2f). Dieses Modell weist im südlichen Seeteil eine geringfügige Verletzung des hydrostatischen Gleichgewichts auf, welche räumlich mit der Schlittenzugtrasse übereinstimmt, durch die lokale künstliche Verdichtung des Firns durch die alljährlich wiederkehrende Last der schweren Zugmaschinen erklärt werden kann und somit die hohe Genauigkeit und Konsistenz der verwendeten geometrischen Modelle unter Beweis stellt. Schließlich offenbarte eine Modellierung der hydrostatischen Schwellenhöhe des anstehenden Untergrundes, dass ein subglazialer Ausfluss flüssigen Seewassers aus dem Lake Vostok innerhalb klimatischer Zeiträume nicht zu erwarten ist und zuerst östlich der Südspitze des Sees erfolgen

würde (Richter, Popov, Schröder u. a., 2014; Abb. 2e).

Das **Fließen des Eises** verursacht eine gerichtete Bewegung der Firn- und Eispartikel und beeinflusst entscheidend die mannigfaltigen Wechselwirkungen zwischen dem Eis und dem Seewasser bzw. dem anstehenden Untergrund. Die messtechnische Bestimmung von Partikeltrajektorien nahm bei den Feldarbeiten in der Vostok-Region stets eine zentrale Stellung ein. Zu diesem Zweck wurden durch Balisen und Pfähle Messpunkte an der Schneeoberfläche markiert. Auf diesen wurden während der verschiedenen Expeditionen wiederholt GPS-Beobachtungen durchgeführt. Die Änderung der horizontalen Position des Messpunkts zwischen den aufeinanderfolgenden Beobachtungen gibt Aufschluss über die Richtung und Geschwindigkeit der Eisfließbewegung. Auf diese Weise wurden im Gebiet des Vostoksees für mehr als 60 Messpunkte Fließgeschwindigkeitsvektoren bestimmt (Richter u. a., 2013; Wendt u. a., 2006). Zudem wurde Anfang 2008 in der Station Vostok eine GPS-Permanentstation in Betrieb genommen, welche kontinuierliche Positionszeitreihen über inzwischen mehr als sieben Jahre geliefert hat. Die Ergebnisse der GPS-Messungen zeigen, dass das Eis von West nach Ost über den Lake Vostok fließt (Abb. 3a). Im südlichen Teil des Sees wird der Eisfluss nach Südosten abgelenkt, während im Norden eine leichte Nordtendenz wirksam wird. Die höchsten Fließgeschwindigkeiten wurden im Bereich der Südspitze des Sees, nahe der Station Vostok beobachtet und betragen knapp über 2 m/a. Im Nordteil des Sees bleibt die Fließgeschwindigkeit geringfügig unter 2 m/a, während die Fließgeschwindigkeit über der Seemitte mit ca. 1 m/a deutlich geringer ist.

Alternative Ansätze zur Bestimmung des Fließgeschwindigkeitsfelds über dem Lake Vostok umfassen die wiederholte astrogeodätische Ortsbestimmung (1963 in der Station Vostok durch Dresdner Geodäten,

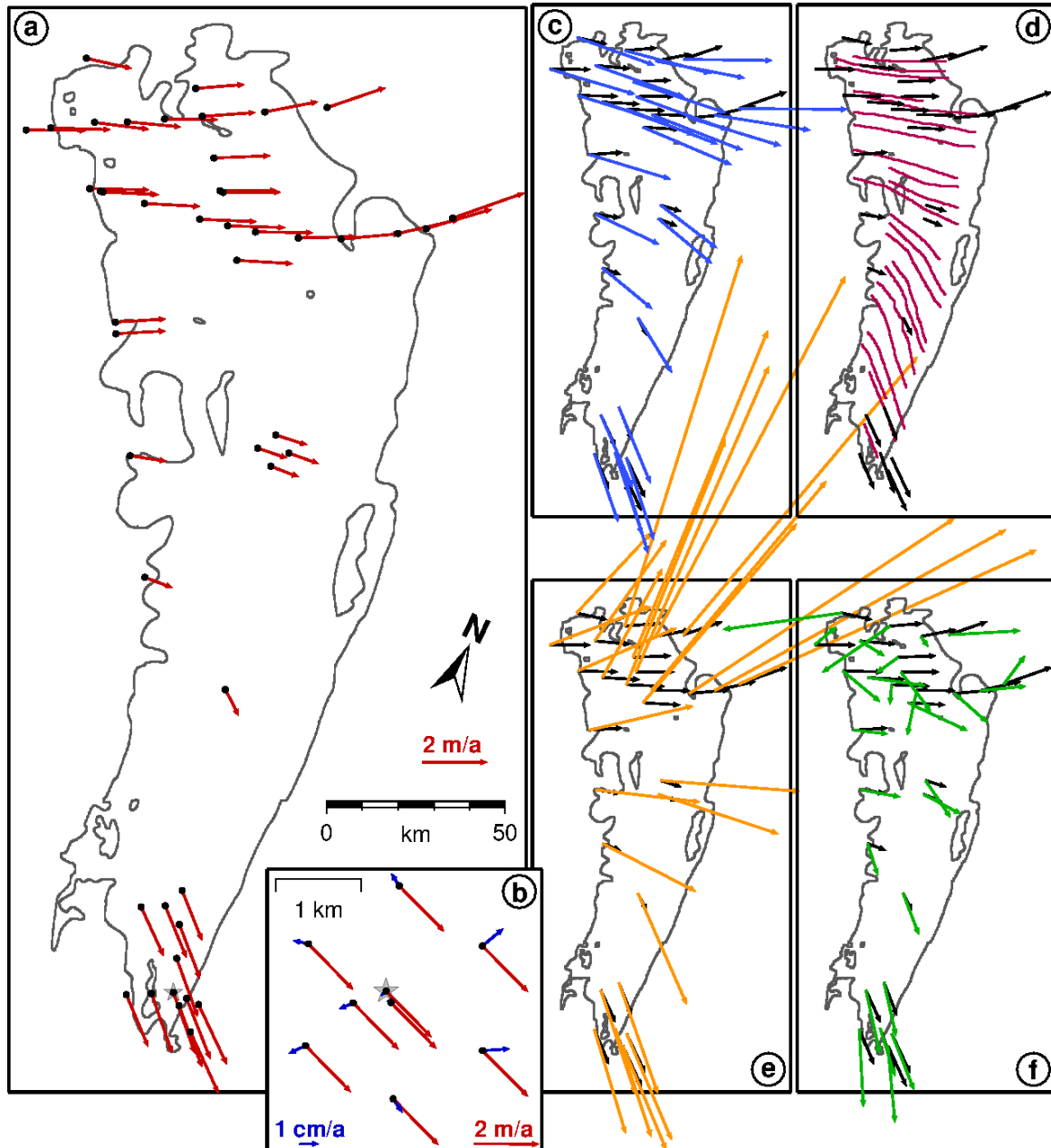


Abbildung 3: Fließgeschwindigkeiten des Eises im Gebiet des subglazialen Lake Vostok. **a)** Rote Vektoren: Fließgeschwindigkeit und -richtung des Eises an wiederholt beobachteten GPS-Messpunkten (schwarze Punkte); **b)** Detailkarte der Umgebung der Station Vostok, blaue Vektoren: differenzielle Horizontalbewegung (Oberflächendeformation) der Messpunkte nach Abzug des mittleren Fließgeschwindigkeitsvektors; rechts: Vergleich beobachteter Fließvektoren (schwarz) mit: **c)** Modell Thoma u. a., 2012 (blau); **d)** aus Eisradardaten abgeleiteten Paläofließlinien Tikku u. a., 2004 (violett); **e)** Modell Pattyn u. a., 2004 (gelb); **f)** durch Radarfernerkundung (SAR-Interferometrie) bestimmte Fließvektoren (Rignot u. a., 2011) (grün).

Liebert und Leonhardt, 1973), die thermomechanische Eismodellierung (Pattyn u. a., 2004; Thoma u. a., 2012), sowie Radar-Fernerkundungsverfahren (Kwok u. a., 2000; Rignot u. a., 2011). Internen Eisschichten aufgeprägte und in Eisradardaten identifizierte Fließstrukturen erlaubten darüber hinaus die Ableitung von Paläofließlinien über den Vostoksee (Tikku u. a., 2004). Der Vergleich der mit GPS beobachteten Horizontalgeschwindigkeiten mit den von Thoma u. a. (2012) (Abb. 3c) und Pattyn u. a. (2004) (Abb. 3e) modellierten Fließgeschwindigkeitsvektoren belegt, dass die eisdynamische Modellierung gegenwärtig nicht in der Lage ist, ein realistisches Bild des Fließgeschwindigkeitsfelds über dem Vostoksee zu vermitteln. Insbesondere im Nordteil des Sees weichen die modellierten Fließrichtungen systematisch von den beobachteten ab, und beide Modelle sagen deutlich (um Faktor 10 im Falle des Modells von Pattyn u. a., 2004 im Nordteil des Sees) zu große Fließgeschwindigkeiten vorher. Abb. 3f belegt, dass auch Fernerkundungsverfahren (SAR-Interferometrie und Feature Tracking) angesichts der besonderen Bedingungen in der Vostok-Region keine verlässlichen Fließgeschwindigkeiten liefern. Das Geschwindigkeitsmodell von Rignot u. a. (2011) ist durch erhebliche Änderungen von Fließrichtung und -geschwindigkeit zwischen benachbarten Punkten gekennzeichnet. Die Geschwindigkeiten sind in der Regel um Faktor zwei zu groß und die Fließrichtungen weichen mitunter um mehr als 90° von den mit GPS bestimmten Richtungen ab.

Diese Vergleiche unterstreichen die Bedeutung der mit GPS ermittelten Fließvektoren. Die aus den Schichtstrukturen abgeleiteten Paläofließlinien (Tikku u. a., 2004; Abb. 3d) stimmen im südlichen und zentralen See mit den mit GPS beobachteten rezenten Fließrichtungen überein. Im Nordteil des Sees weisen die rezenten Fließvektoren eine etwas stärkere Nordkomponente als die Paläofließlinien auf. Auf der Grundlage der gegenwärtig vorliegenden Daten fällt es je-

doch schwer zu bestimmen, ob die Differenzen zwischen den mit GPS beobachteten Fließazimuten und den Paläofließlinien auf eine unzureichende Dichte der zur Kartierung der internen Fließstrukturen herangezogenen Eisradarprofile im Nordteil des Sees zurückzuführen sind, oder ob sie tatsächliche Änderungen im Fließregime seit dem Letzten Glazialen Maximum widerspiegeln.

Theoretische Vorstellungen über die Fließdynamik des Eises über dem Lake Vostok (Pattyn u. a., 2004; Rémy u. a., 1999; Salamatin u. a., 2009; Thoma u. a., 2012) sind sich dahingehend einig, dass beim Aufschwimmen des Eises am westlichen Seeufer der Eisfluss aufgrund der verschwindenden basalen Reibung beschleunigt wird. Am gegenüberliegenden östlichen Ufer kehrt sich dieser Vorgang um: wo das über die Seeoberfläche fließende Eis auf den anstehenden Untergrund trifft, verursacht die Reibung zwischen Grundgestein und Eisbasis eine Verringerung der Fließgeschwindigkeit. Die Seeoberfläche repräsentiert somit ein lokales Maximum der Fließgeschwindigkeit. Die Ergebnisse unserer GPS-Messungen widerlegen jedoch diese Hypothese. Ein Teil der Messpunkte ist entlang genäherter Fließlinien angeordnet. Die Änderung des beobachteten Geschwindigkeitsbetrags entlang dieser Fließlinien zeigt beim Aufschwimmen eine Verringerung, und am Ostufer eine Erhöhung der Fließgeschwindigkeit – der See stellt somit ein lokales Geschwindigkeitsminimum dar (Richter u. a., 2012, 2013). Das ist ein Indiz dafür, dass die bisher gängigen Modellvorstellungen die komplexen Prozesse und Wechselwirkungen innerhalb der Übergangszone zwischen gegründetem und aufschwimmendem Eis (bzw. umgekehrt) noch nicht vollständig widerspiegeln.

In Verbindung mit Eisdickendaten gestatten die an jeweils zwei Messpunkten beobachteten Fließvektoren die Anwendung der Flux-Gate-Methode. Unter der Annahme einer ausgeglichenen Eismassenbilanz des

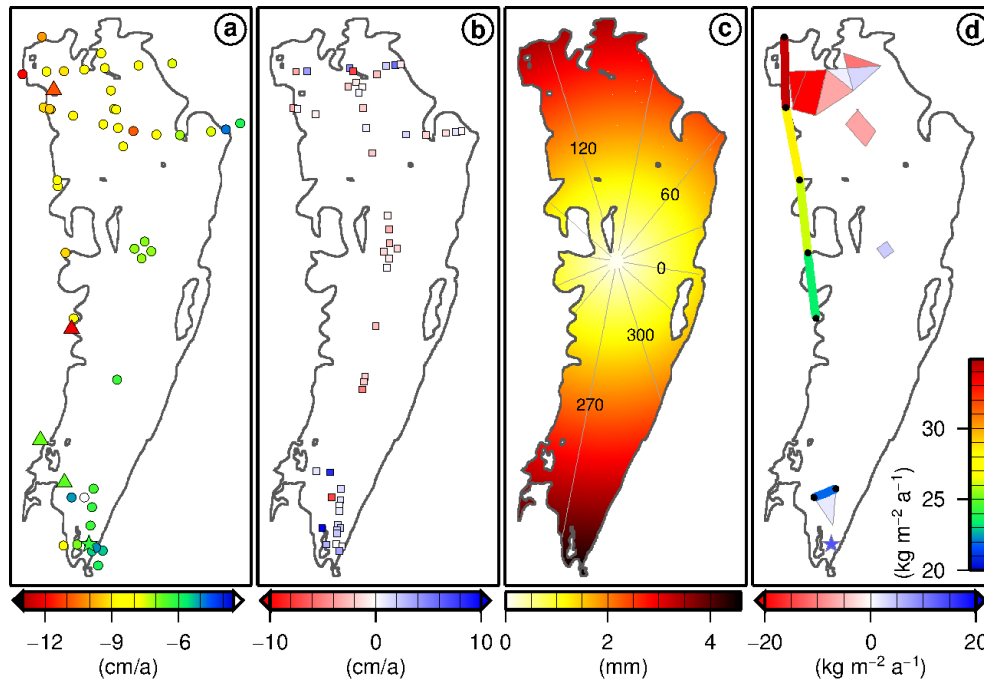


Abbildung 4: Höhenänderungen über dem Lake Vostok. **a)** Vertikalgeschwindigkeiten mehrfach beobachteter GPS-Messpunkte (farbige Punkte), zum Vergleich in derselben Farbskala Schneezu- tragsraten aus glaziologischen Untersuchungen (farbige Dreiecke, Vorzeichen invertiert) (Richter, Popov, Fritsche u. a., 2014); **b)** Höhenänderungsraten der Eisoberfläche, abgeleitet aus Kreuzungspunktdifferenzen von Oberflächenhöhenprofilen aus kinematischen GPS-Messungen auf fahrenden Zugmaschinen, blockgemittelt (5 km x 5 km) (Fedorov u. a., 2012); **c)** Modell der K1- Seegezeiten im Lake Vostok, Farbskala: Amplitude, graue Linien mit Zahlen: Phasenverzögerung (in Grad bzgl. Gleichgewichtsflut im 0°-Meridian), nach Wendt (2005), ergänzt um den Effekt der Auflastgezeiten; **d)** Ergebnisse aus zehn Deformationspolygonen und fünf Fluxgates, farbige Polygone: basale Massenbilanzraten ermittelt durch Anwendung der Kontinuitätsgleichung auf geo- dätische Messergebnisse (Farbskala unten) (Richter, Popov, Fritsche u. a., 2014), farbige Linien: Fluxgates, für die mittlere Oberflächenakkumulationsraten bestimmt wurden (Farbskala rechts) (Richter u. a., 2012, 2013).

Eisschilds kann damit die mittlere Akku- mulationsrate für das Oberflächensegment zwischen den Fließlinien durch beide Punk- te hinauf zur Eisscheide bestimmt wer- den (Abb. 4d). Die gute Übereinstimmung der Ergebnisse für zwei Fluxgates auf dem Vostoksee mit der unabhängigen Bestim- mung der Oberflächenakkumulation durch glaziologische Verfahren rechtfertigt wieder- um die Annahme einer ausgeglichenen Eis- massenbilanz im Gebiet des Lake Vostok (Richter u. a., 2012, 2013). Auf der Grund- lage der differentiellen Unterschiede in den Fließgeschwindigkeiten innerhalb geeignet angeordneter Messpunktgruppen lässt sich die lokale horizontale Deformation der Eis-

oberfläche beschreiben. Mit diesem Ziel wurden 2001 sechs Messpunkte konzen- trisch um die Bohrlokation in der Station Vos- tok angelegt und seitdem wiederholt sowohl mit GPS als auch tachymetrisch beobach- tet (Richter u. a., 2008; Wendt u. a., 2006). Die Ergebnisse zeigen eine Dehnung der Eisoberfläche sowohl längs als auch quer zur Fließrichtung. Durch Einsetzen der mit GPS beobachteten Fließvektoren und Defor- mationsraten, der Eisdicke, ihrer Gradienten sowie der Oberflächenakkumulationsrate in die Kontinuitätsgleichung für den Massen- fluss des Eises können Schätzungen für die Anfrier- bzw. Abschmelzraten an der Eis- Wasser-Grenzfläche gewonnen werden. Auf

diese Weise, gestützt durch den Nachweis des Massengleichgewichtes des Eisschildes an den Fluxgates, wurden basale Massenbilanzraten für zehn Polygone in verschiedenen Teilen des Vostoksees bestimmt (Richter, Popov, Fritsche u. a., 2014; Abb. 4d).

Höhenänderungen der Eisoberfläche über dem Vostoksee spiegeln den integralen Effekt einer Reihe von Prozessen sowohl im Wasserkörper des Subglazialsees als auch im darüberliegenden Eisschild wider: Wasserbewegungen innerhalb des subglazialen Sees bewirken relativ kurzzeitige, zyklische Änderungen der Eisoberfläche, die sich auf die Seefläche beschränken und, infolge der Volumenerhaltung des Seewassers und des hydrostatischen Ausgleichs, gleichzeitig in verschiedenen Teilen des Sees mit unterschiedlichem Vorzeichen und Intensität ablaufen. Eine Füllstandsänderung des Subglazialsees verursacht eine über der gesamten Seefläche uniforme Änderung der Oberflächenhöhe. Eine unausgeglichene Eismassenbilanz würde, über klimatische Zeiträume, zu weiträumigen Oberflächenhöhenänderungen führen. Unsere GPS-Messpunkte, ebenso wie oberflächennahe Firnpartikel, vollziehen darüber hinaus eine abwärts gerichtete Bewegung infolge der fortgesetzten Firnverdichtung und Oberflächenakkumulation.

Dietrich u. a. (2001) gelang der erste messtechnische Nachweis von Wasserbewegungen im Lake Vostok. Die Gezeitenkräfte bewirken eine Zirkulation im See, die von Oberflächenhöhenänderungen mit Amplituden bis 1 cm und vorrangig täglichen Perioden begleitet wird (Wendt, 2005). Des Weiteren verursachen Änderungen des Luftdruckgradienten über dem Vostoksee vertikale Auslenkungen der Eisoberfläche aufgrund des differentiellen Effekts des inversen Barometers, deren Betrag 2 cm erreichen können. Die Bestimmung dieser betragsmäßig kleinen Höhenänderungen erfolgte sowohl mithilfe der SAR-Interferometrie in ERS-Radarszenen als auch durch GPS-

Messungen (Wendt u. a., 2005). Zur Interpretation dieser Messergebnisse wurde ein theoretisches Modell der Seezeiten im Lake Vostok entwickelt (Wendt, 2005; Abb. 4c). Die in den SAR-Szenen beobachtete Dämpfung der Oberflächenauslenkung in Ufernähe gibt Aufschluss über mechanisch-rheologische Eigenschaften des Eises.

Füllstandsänderungen eines Subglazialsees sind an Änderungen des Wasservolumens durch subglazialen Zu- oder Abfluss geknüpft. Ein Austausch flüssigen Wassers unter dem Eisschild ist für mehr als 100 „aktive“ subglaziale Seen in der Antarktis nachgewiesen worden (Pattyn, 2011). Wie bereits gezeigt (Abb. 2e), kann ein rezent Ausfließen von Wasser aus dem Lake Vostok auf der Grundlage der Modellierung der hydrostatischen Schwellenhöhe ausgeschlossen werden (Richter, Popov, Schröder u. a., 2014). Die Ergebnisse der Fluxgate-Messungen deuten wiederum auf eine ausgeglichene Eismassenbilanz im Gebiet des Vostoksees hin. Mehrere unabhängige geodätische Messverfahren zeigen, dass sich die Höhe der Eisoberfläche über dem Vostoksee über mehr als zehn Jahre nicht signifikant verändert hat (Richter, Popov, Fritsche u. a., 2014). Dazu zählen:

- Kreuzungspunktdifferenzen von Oberflächenhöhenprofilen, die in verschiedenen Expeditionen durch kinematischen GPS-Messungen auf fahrenden Schneemobilen und Zugmaschinen gewonnen wurden (Fedorov u. a., 2012; Abb. 4b);
- eine gezielte Wiederholspuranalyse der ICESat-Laseraltimeterdaten des gesamten Missionszeitraums hinsichtlich vertikaler Deformationen der Eisoberfläche über dem See relativ zum aufliegenden Eis;
- langjährige GPS-Beobachtungen von zehn Messpunkten im Gebiet der Station Vostok, deren mittlere Vertikalgeschwindigkeit (Firnverdichtung) exakt die lokale Akkumulationsrate kompensiert;

- permanente GPS-Beobachtungen in der Station Vostok, die einen über mehrere Jahre hinweg linearen zeitlichen Verlauf der Höhenänderung der oberflächennahen Firnpartikel belegen;
- Messungen der lokalen Schneehöhe in Bezug zu den GPS-Messpunkten über dem See, in Verbindung mit den durch GPS bestimmten Höhenänderungen der Messpunkte.

All diese komplementären Ergebnisse führen zu der Schlussfolgerung, dass der Vostoksee im Rahmen der erreichten Messgenauigkeiten keinen signifikanten subglazialen Wasserzufluss erhält (Richter, Popov, Fritsche u. a., 2014). Das Fazit, dass der Lake Vostok keinen aktiven Subglazialsee, sondern höchstwahrscheinlich ein abgeschlossenes System darstellt, hat bedeutsame Konsequenzen für die Interpretation der chemischen und der Isotopenzusammensetzung der Seeeisproben des Vostokeiskerns. Weiterhin belegen die GPS-Messungen in der Station Vostok, dass die Vertikalbewegung oberflächennaher Partikel von der Firnverdichtung dominiert ist, welche über mehrere Jahre hinweg linear verläuft und deren Geschwindigkeit der Akkumulationsrate entspricht. Darüber hinaus rechtfertigen die geodätischen Ergebnisse die Annahme einer ausgeglichenen Eismassenbilanz im gesamten Seegebiet. Somit können die für die GPS-Messpunkte bestimmten Vertikalgeschwindigkeiten, insbesondere in den abgelegenen Bereichen des Sees, wo keine glaziologischen Ergebnisse vorliegen, zur Quantifizierung der Oberflächenakkumulation dienen (Abb. 4a). Schließlich prädestinieren diese Ergebnisse die Eisoberfläche über dem Lake Vostok als Testgebiet zur Altimeterkalibrierung (Ewert u. a., 2012).

Am 5. Februar 2012, als unser Jubilar das abschließende der vierzig Semester seiner aktiven Vorlesungs- und Lehrtätigkeit als Professor für Theoretische und Physikalische Geodäsie in Dresden antritt, gelingt den rus-

sischen Bohrspezialisten und Forschern in Vostok der große Durchbruch – im wahrsten Sinne des Wortes. Der Eisbohrer am Grund des Bohrlochs dringt durch die letzten Zentimeter Eis zur Wasseroberfläche des Lake Vostok vor. Das Eis ist gebrochen, der Weg gebahnt für eine neue Etappe der Erforschung des Vostoksees. Die internationale Tagespresse zitiert im März 2013 den russischen Mikrobiologen Sergej Bulat, er habe in dem nach der Durchbohrung frisch im Bohrloch angefrorenen Seewasser unbekannte DNA entdeckt (Rincon, 2013). Die nachgewiesene DNA würde signifikant von allen in weltweiten Datenbanken gelisteten Typen abweichen und somit unklassifizierte, unidentifizierte Lebensformen belegen. Auf diese Meldung hin sind es die US-amerikanischen Fachkollegen, die Zweifel an Bulats Ergebnissen äußern und auf die Gefahr der Kontamination der Proben hinweisen. Im Juli 2013 präsentieren Shtarkman u. a. (2013) den Fund und die teilweise taxonomische Klassifizierung eines artenreichen Spektrums von Bakterien und Eukaryoten im Seeeis des Vostok-Kerns, welche wiederum sowohl Bulat als auch B. Christner als unglaublich zurückweisen (Schiermeier, 2013). Die Frage nach Leben im Lake Vostok ist also zum gegenwärtigen Zeitpunkt noch nicht zweifelsfrei beantwortet, die Erforschung des Subglazialsees bleibt von höchstem wissenschaftlichen Interesse und es kann auch in Zukunft noch mit so mancher Überraschung aus den Tiefen des Vostoksees gerechnet werden.

Es ist Dein Verdienst, lieber Reinhard, im GPS-Zeitalter Dresdner Geodäten zu Feldarbeiten nach Vostok geführt zu haben. Fünf Mitarbeiter unserer Gruppe verdanken Dir unvergessliche Erlebnisse bei ihrer aktiven Teilnahme an der Erforschung des geheimnisvollen, unsichtbaren Sees. Aus den Expeditionsteilnahmen erwachsen persönliche Freundschaften, dauerhafte Kooperationen und über ein Dutzend wissenschaftlicher Publikationen.

LITERATUR

- Abyzov, S.S., I.N. Mitskevich, M.N. Poglavova, N.I. Barkov, V.Ya. Lipenkov, N.E. Bobin, B.B. Koudryashov, V.M. Paskevich und M.V. Ivanov (2001). Microflora in the basal strata at Antarctic ice core above the Vostok lake. *Advances in Space Research* 28.4, S. 701–706.
- Budretzki, A.B. (1984). The new air temperature absolute minimum. *Information Bulletin of Soviet Antarctic Expedition* 105.
- Bulat, S.A., D. Marie und J.R. Petit (2012). Prospects for life in the subglacial Lake Vostok. *Ice and Snow* 4.120, S. 92–96.
- Christner, B.C., G. Royston-Bishop, C.M. Foreman, B.R. Arnold, M. Tranter, K.A. Welch und W.B. Lyons (2006). Limnological conditions in Subglacial Lake Vostok, Antarctica. *Limnology and Oceanography* 51.6, S. 2485–2501.
- Dietrich, R., K. Shibuya, A. Pötzsch und T. Ozawa (2001). Evidence for Tides in the Subglacial Lake Vostok, Antarctica. *Geophysical Research Letters* 28.15, S. 2971–2974.
- Ekeykin, A.A., V.Y. Lipenkov, J.R. Petit, S. Johnsen, J. Jouzel und V. Masson-Delmotte (2010). Insights into hydrological regime of Lake Vostok from differential behavior of deuterium and oxygen-18 in accreted ice. *Journal of Geophysical Research* 115, S. C05003.
- Ewert, H., S.V. Popov, A. Richter, J. Schwabe, M. Scheinert und R. Dietrich (2012). Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica. *Geophysical Journal International* 191.2, S. 557–568.
- Fedorov, D.V., L. Schröder, A.V. Egorov, Ch. Knöfel, E.V. Brovko, A. Richter, V.V. Lukin und R. Dietrich (2012). Bestimmung von Eisoberflächenhöhenprofilen entlang kontinentaler Trassen in Antarktika mittels kinematischer GPS-Beobachtungen. *Ice and Snow* 4.120. russisch, S. 49–56.
- Kapitsa, A.P., J.K. Ridley, G. de Q. Robin, M.J. Siegert und I.A. Zotikov (1996). A large deep freshwater lake beneath the ice of central East Antarctica. *Nature* 381, S. 684–686.
- Karl, D.M., D.F. Bird, K. Björkman, T. Houlihan, R. Shackelford und L. Tupas (1999). Microorganisms in the Accreted Ice of Lake Vostok, Antarctica. *Science* 286, S. 2144–2147.
- Kwok, R., M.J. Siegert und F.D. Carsey (2000). Ice motion over Lake Vostok, Antarctica: constraints on inferences regarding the accreted ice. *Journal of Glaciology* 46.155, S. 689–694.
- Leichenkov, G.L., B.V. Belyazkiy, A.M. Popkov und S.V. Popov (2005). Die geologische Natur des subglazialen Sees Vostok in der Ostantarktis. *Materyaly Glyaziologicheskikh Issledovaniya* 98. russisch, S. 81–91.
- Leichenkov, G.L., B.V. Belyazkiy, A.V. Antonov und N.V. Rodyonov (2011). Erste Nachweise für den geologischen Aufbau der zentralen Antarktis, auf der Grundlage der Ergebnisse der Untersuchung der mineralischen Einschlüsse im Eiskern der Bohrung auf der Station Vostok. *Doklady Akademii Nauk* 440.1. russisch, S. 77–81.
- Liebert, J. und G. Leonhardt (1973). Astronomic observations for determining ice movement in the Vostok Station area. *Information Bulletin of Soviet Antarctic Expedition* 88, S. 68–70.
- Pattyn, F., B. De Smedt und R. Souchez (2004). Influence of subglacial Vostok lake on the regional ice dynamics of the Antarctic ice sheet: a model study. *Journal of Glaciology* 50.171, S. 583–589.
- Pattyn, F. (2011). Antarctic Subglacial Lake Discharges. In: *Antarctic subglacial aquatic environments*. Hrsg. von M.J. Siegert, Kennicutt M.C.I. und R.A. Bindshadler. Bd. 192. Geophysical Monograph Series. Washington DC: American Geophysical Union, S. 27–44.
- Petit, J.R., J. Jouzel, D. Raynaud, N.I. Barkov, J.-M. Barnola, I. Basile, M. Bender, J. Chappellaz, M. Davis, G. Delaigüe, M. Delmotte, V.M. Kotlyakov, M. Legrand, V.Y. Lipenkov, C. Lorius, L. Pépin, C. Ritz, E. Saltzman und M. Stievenard (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399, S. 429–436.
- Popkov, A.M., G.A. Kudryavtsev, S.R. Verkulich, V.N. Masolov und V.V. Lukin (1998). „Seismic studies in the vicinity of Vostok station (Antarctica)“. In: *Lake Vostok Study: Scientific Objectives and Technological Requirements, International Workshop*.
- Popov, S.V. und V.B. Chernoglazov (2011). Der subglaziale Vostok-See, Ostantarktis: Uferlinie und benachbarte Wasserkörper. *Ice and Snow* 1.113. russisch, S. 12–24.
- Popov, S.V., V.N. Masolov und V.V. Lukin (2011). Der subglaziale Vostok-See, Ostantarktis: Eisdicke, Seetiefe und Eisuntergrundrelief. *Ice and Snow* 1.113. russisch, S. 25–35.

- Priscu, J.C., E.E. Adams, W.B. Lyons, M.A. Voytek, D.W. Mogk, R.L. Brown, C.P. McKay, C.D. Takacs, K.A. Welch, C.F. Wolf, J.D. Kirshtein und A. Recep (1999). Geomicrobiology of Subglacial Ice Above Lake Vostok, Antarctica. *Science* 286, S. 2141–2144.
- Rémy, F., P. Shaeffer und B. Legrésy (1999). Ice flow physical processes derived from ERS-1 high-resolution map of Antarctica and Greenland ice sheet. *Geophysical Journal International* 139.3, S. 645–656.
- Richter, A., S.V. Popov, R. Dietrich, V.V. Lukin, M. Fritsche, V.Y. Lipenkov, A.Y. Matveev, J. Wendt, A.V. Yuskevich und V.N. Masolov (2008). Observational evidence on the stability of the hydro-glaciological regime of subglacial Lake Vostok. *Geophysical Research Letters* 35, S. L11502.
- Richter, A., D.V. Fedorov, S.V. Popov, M. Fritsche, V.Ya. Lipenkov, A.A. Ekaykin, V.V. Lukin, A.Yu. Matveev und R. Dietrich (2012). Geodetic observation and interpretation of ice flow velocities in the southern part of subglacial Lake Vostok. *Ice and Snow* 4.120, S. 39–48.
- Richter, A., D.V. Fedorov, M. Fritsche, S.V. Popov, V.Ya. Lipenkov, A.A. Ekaykin, V.V. Lukin, A.Yu. Matveev, V.P. Grebnev, R. Rosenau und R. Dietrich (2013). Ice flow velocities over Vostok Subglacial Lake, East Antarctica, determined by 10 years of GNSS observations. *Journal of Glaciology* 59.214, S. 315–326.
- Richter, A., S.V. Popov, M. Fritsche, V.V. Lukin, A.Yu. Matveev, A.A. Ekaykin, V.Ya. Lipenkov, D.V. Fedorov, L. Eberlein, L. Schröder, H. Ewert, M. Horwath und R. Dietrich (2014). Height changes over subglacial Lake Vostok, East Antarctica: Insights from GNSS observations. *Journal of Geophysical Research*, doi: 10.1002/2014JF003228.
- Richter, A., S.V. Popov, L. Schröder, J. Schwabe, H. Ewert, M. Scheinert, M. Horwath und R. Dietrich (2014). Subglacial Lake Vostok not expected to discharge water. *Geophysical Research Letters* 41, 6772–6778, doi:10.1002/2014GL061433.
- Rignot, E., J. Mouginot und B. Scheuchl (2011). Ice Flow of the Antarctic Ice Sheet. *Science* 333, S. 1427–1430.
- Rincon, P. (2013). *Antarctic Lake Vostok yields 'new bacterial life'*. BBC News website Science and Environment. (doi:10.1371/journal.pone.0067221).
- Roemer, S., B. Legrésy, M. Horwath und R. Dietrich (2007). Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok/Antarctica. *Remote Sensing of Environment* 106, S. 269–284.
- Salamatin, A.N., E.A. Tsyganova, S.V. Popov und V.Y. Lipenkov (2009). Ice flow line modeling in ice core data interpretation: Vostok Station (East Antarctica). In: *Physics of ice core records 2*. Hrsg. von T Hondoh. Bd. 68. Supplement Issue of Low Temperature Science. Sapporo: Hokaido University Press, S. 167–194.
- Schiermeier, Q. (2013). *Claims of Lake Vostok fish get frosty response*. Nature News. (doi:10.1038/nature.2013.13364).
- Schwabe, J., H. Ewert, M. Scheinert und R. Dietrich (2014). Regional geoid modelling in the area of subglacial Lake Vostok, Antarctica. *Journal of Geodynamics* 75, S. 9–21.
- Shtarkman, Y.M., A.K. Zeynep, R. Edgar, R.S. Veerapaneni, T. D'Elia, P.F. Morris und S.O. Rogers (2013). Subglacial Lake Vostok (Antarctica) Accretion Ice Contains a Diverse Set of Sequences from Aquatic, Marine and Sediment-Inhabiting Bacteria and Eukarya. *PLOS ONE* 8.7, e67221.
- Siegert, M.J., S.V. Popov und M. Studinger (2011). Vostok Subglacial Lake: A Review of Geophysical Data Regarding Its Discovery and Topographic Setting. In: *Antarctic subglacial aquatic environments*. Hrsg. von M J Siegert, Kennicutt M C I und R A Bindschadler. Bd. 192. Geophysical Monograph Series. Washington DC: American Geophysical Union, S. 45–60.
- Studinger, M., R.E. Bell, G.D. Karner, A.A. Tikku, J.W. Holt, D.L. Morse, T.G. Richter, S.D. Kempf, M.E. Peters, D.D. Blankenship, R.E. Sweeney und V.L. Rystrom (2003). Ice cover, landscape setting, and geological framework of Lake Vostok, East Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 205, S. 195–210.
- Studinger, M., G.D. Karner, R.E. Bell, V. Levin, C.A. Raymond und A.A. Tikku (2003). Geophysical models for the tectonic framework of the Lake Vostok region, East Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters* 216, S. 663–677.
- Thoma, M., K. Grosfeld, C. Mayer und F. Pattyn (2012). Ice-flow sensitivity to boundary processes: a coupled model study in the Vostok Subglacial Lake area, Antarctica. *Annals of Glaciology* 53.60, S. 173–180.
- Tikku, A.A., R.E. Bell, M. Studinger und G.K.C. Clarke (2004). Ice flow field over Lake Vostok, East Antarctica, inferred by structure tracking. *Earth and Planetary Science Letters* 227.3-4, S. 249–261.

-
- Wendt, A., R. Dietrich, J. Wendt, M. Fritsche, V. Lukin, A. Yuskevich, A. Kokhanov, A. Senatorov, K. Shibuya und K. Doi (2005). The response of the subglacial Lake Vostok, Antarctica, to tidal and atmospheric pressure forcing. *Geophysical Journal International* 161.1, S. 41–49.
- Wendt, A. (2005). Untersuchungen zu gezeitenbedingten Höhenänderungen des subglazialen Lake Vostok, Antarktika. In: *Berichte zu Polar- und Meeresforschung*. Bd. 511. Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung Bremerhaven.
- Wendt, J., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Wendt, A. Yuskevich, A. Kokhanov, A. Senatorov, V. Lukin, K. Shibuya und K. Doi (2006). Geodetic observations of ice flow velocities over the southern part of subglacial Lake Vostok, Antarctica, and their glaciological implications. *Geophysical Journal International* 166.3, S. 991–998.
- Zotikov, A. und N.S. Duxbury (2001). Genesis of Lake Vostok (Antarctica). *Doklady Earth Sciences* 375.8, S. 1294–1296.

FEUERLAND: SYMPTOME EINER AKTIVEN PLATTENGRENZE

Luciano Mendoza¹, Gerardo Connon², Andreas Richter³

¹ Universidad Nacional de La Plata, Argentina; ² Estación Astronómica Río Grande, Argentina;

³ TU Dresden

Tierra del Fuego - Feuerland - nannte Ferdinand Magellan die Insel zu seiner Linken, als er 1520 an der äußersten Südspitze Südamerikas die Durchfahrt vom Atlantik zum Pazifischen Ozean suchte. Auf der Karte hebt sich der nordwestliche Arm der von ihm entdeckten und heute nach ihm benannten Meeresstraße durch seine langgestreckte, schnurgerade Form vom filigran zergliederten Labyrinth des feuerländischen Archipels ab. Dieses markante Lineament findet nach Südosten seine Fortsetzung im Almirantazgo Fjord und schließlich im Lago Fagnano (Abb. 1). Dieser 100 km lange, schmale See wurde nach dem salesianischen Missionar José Fagnano benannt, der im ausgehenden 19. Jh. auf der Insel wirkte und deren Inneres erkundete. Diese durchgehende, über weite Strecken mit Wasser gefüllte und die Hauptinsel Feuerlands in zwei Blöcke trennende Kerbe in der Erdoberfläche ist geologischen, geomorphologischen und geophysikalischen Erkenntnissen zufolge die Manifestation eines tektonischen Stö-

rungssystems - des Magallanes-Fagnano-Störungssystems (MFS, Lodolo u. a., 2003). Die Bezeichnung dieser tektonischen Struktur vereint also zwei Männer, den Portugiesen des 16. Jh. und den Italiener des 19. Jh., von denen vermutlich keiner jemals das Vorhandensein dieser tektonischen Störung erahnte.

Das MFS ist durch eine rezent aktive, links-laterale Transformbewegung gekennzeichnet (Lodolo u. a., 2003). Es repräsentiert die aktive Plattengrenze zwischen der südamerikanischen tektonischen Platte im Norden und der Scotia-Platte im Süden. Die Scotia-Platte ist relativ klein und geologisch jung. Ihre Bildung verdankt sie dem im späten Oligozän (vor ca. 30 Mio. J.) einsetzenden *Seafloor-spreading* in der westlichen Scotia-See, welches zur Öffnung der Drake-Passage und somit zur Abtrennung Antarktikas von Südamerika und dem übrigen Gondwana führte (Cunningham u. a., 1995). Seit Abschluss des *Seafloor-spreading* (vor ca. 7

Mio. J.) erfolgt ein Teil der Relativbewegung zwischen südamerikanischem und antarktischem Kontinent entlang der transformierten Plattengrenze zwischen der südamerikanischen und der Scotia-Platte. Diese erstreckt sich von den Südgeorgischen Inseln über mehr als 3000 km westwärts, entlang des Nord-Scotia-Rückens und des MFS, bis zur *Triple-junction* zwischen Scotia-, südamerikanischer und antarktischer Platte am südlichen Ausläufer des Chile-Grabens (Bird, 2003; Forsyth, 1975). Sowohl die Scotia-Platte als auch ihre Grenze mit der Südamerikaplate befinden sich beinahe ausschließ-

lich unter dem Ozean und lediglich in Feuerland tritt ihr westlichster Teil zutage. Feuerland macht also diese Platte für geodätische Messungen zugänglich und bietet somit eine einzigartige Gelegenheit zur Erforschung der geodynamischen Prozesse entlang der Plattengrenze. Auf der Hauptinsel Feuerlands wurde eine Reihe sub-parallel zum MFS orientierter Verwerfungen identifiziert (z.B. Lago-Deseado-Störung, Beagle-Kanal-Störung, Carbajal-Tal-Störung; Cunningham, 1993; Klepeis, 1994; Tassone u. a., 2005). Der exakte Verlauf der einzelnen Störungssegmente, ihre rezente Aktivität und ihr

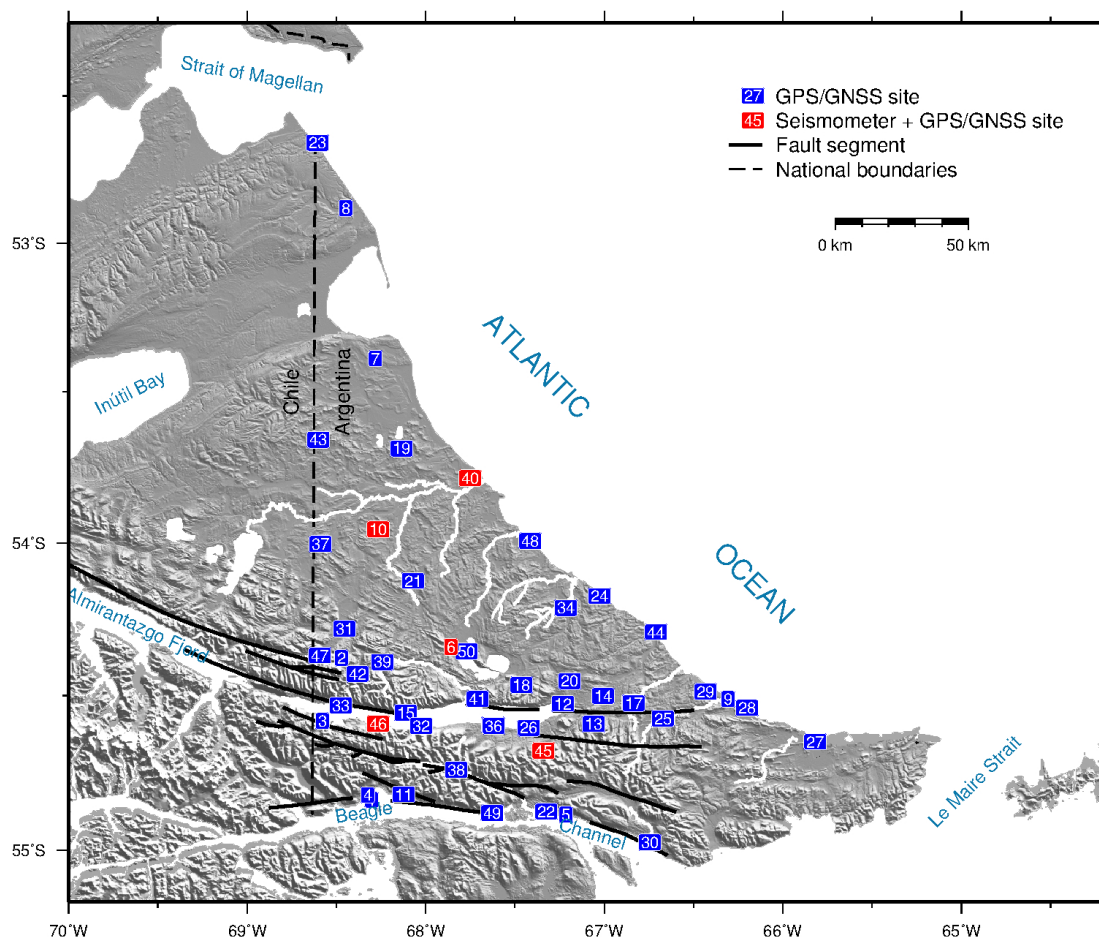


Abbildung 1: Karte des argentinischen Teils der Hauptinsel Feuerlands. GNSS-Messpunkte sind durch blaue Kästchen mit Nummern gemäß Tab. 1 markiert. GNSS-Messpunkte, die gleichzeitig Seismometerstationen sind, sind durch rote Kästchen hervorgehoben. Schwarze Linien zeigen den Verlauf von Verwerfungen gemäß publizierter geologischer, geomorphologischer und geophysikalischer Ergebnisse. Die gerissene Linie stellt die Staatsgrenze zwischen Argentinien und Chile dar. Relief: SRTM.

Beitrag zur Relativbewegung zwischen süd-amerikanischer und Scotia-Platte sind jedoch weiterhin Gegenstand von Kontroversen.

Die Beobachtung der Bewegung von fest vermarkten Messpunkten mit GNSS (*Global Navigation Satellite Systems*, schließt das *Global Positioning System* GPS ein) stellt ein geeignetes Verfahren zur Untersuchung tektonisch induzierter Krustendeformationen dar. Die ersten geodätischen GNSS-Beobachtungen in Feuerland wurden im November 1993 durch argentinische Wissenschaftler der *Universidad Nacional de La Plata* und der *Estación Astronómica Río Grande* durchgeführt. Das damals beobachtete Netz umfasste 20 über den argentinischen Teil der Insel verteilte Messpunkte, und hatte die erstmalige Materialisierung eines amtlichen geodätischen Festpunktnetzes für die Provinz Tierra del Fuego zum Ziel (Perdomo u. a., 1993). Dieser Zielstellung geschuldet wurde bei der Wahl der Punktlokationen der Zugänglichkeit über das öffentliche Wegenetz ein großes Gewicht verliehen (Mendoza, 2008).

In der Folge führte die oben genannte Gruppe beinahe alljährlich Messkampagnen zur wiederholten GNSS-Beobachtung dieses Netzes durch. Vereinzelt wurde das Netz durch die Vermarkung zusätzlicher Messpunkte ergänzt. In der *Estación Astronómica Río Grande* wurde 1997 eine GNSS-Permanentstation in Betrieb genommen, die Teil des globalen IGS-Netzes ist. Die Auswertung dieser wiederholten Beobachtungen erlaubte die Bestimmung von Punktgeschwindigkeiten und somit schließlich den ersten messtechnischen Nachweis der rezenten Relativbewegungen des MFS (Del Cogliano u. a., 2000).

Unser Jubilar Reinhard Dietrich wurde im Februar 2001 auf einem IAG-Symposium in Cartagena (Kolumbien) Zeuge eines Vortrags über die Ergebnisse der GNSS-Messungen auf Feuerland. Diese Begegnung gab den Anstoß für eine bis heute andauernde Kooperation seiner Arbeitsgruppe am Insti-

tut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden mit den argentinischen Astronomen der *Universidad Nacional de La Plata* und der *Estación Astronómica Río Grande*. Anfang 2003 fand die erste gemeinsame Messkampagne in Feuerland statt. Eines der Ziele dieser Kampagne bestand in der systematischen Verdichtung des bestehenden Punktnetzes für die Beobachtung und detaillierte Untersuchung der Krustendeformation entlang des MFS (Hormaechea u. a., 2004). Viele der neuen Messpunkte fielen, dem vermuteten Verlauf der tektonischen Störungen folgend, in entlegene, über das spärliche Straßennetz unerreichbare Gebiete. Dies erforderte die Erschließung alternativer, mit dem Vordringen in immer unwegsameres Gelände zunehmend abenteuerlicher Fortbewegungsmittel: von Bootsfahrten auf dem launischen Lago Fagnano, über gewagte (und nicht immer erfolgreiche) Flussdurchquerungen im Geländewagen, Quad-ATV-Touren im Wettlauf mit den Gezeiten, Streifzüge auf (bisweilen störrischen) Pferden bis hin zu mehrtägigen Fußmärschen. Doch auch hinsichtlich der Beobachtungsmethodik (Länge der Beobachtungssessions, Vermarkungsprinzip), Analyseansätze und geodynamischer Interpretation verlieh Reinhard Dietrichs Engagement der geodätischen Erforschung des MFS eine neue wissenschaftliche Qualität (Mendoza, 2008). Heute liegen in einem Netz von 50 Messpunkten im argentinischen Teil Feuerlands GNSS-Beobachtungen aus 20 Messkampagnen über 20 Jahre vor (Tab. 1).

Ein weiteres Indiz für die rezenten tektonischen Prozesse stellt die seismische Aktivität der Region dar. Historisch belegte Ereignisse schließen zwei Erdbeben der Stärke 7,5 bzw. 7,8 am 17. Dezember 1949 (Jaschek u. a., 1982) sowie ein weiteres Ereignis der Stärke 7,0 im Jahre 1879 (Lomnitz, 1970) ein. Im Rahmen einer Zusammenarbeit zwischen der *Universidad Nacional de La Plata*, der *Estación Astronómica Río Gran-*

Tabelle 1: Übersicht der aktuell vorliegenden GNSS-Beobachtungsdaten (Stand: 2014). Für jeden der 50 Messpunkte des regionalen GNSS-Netzes im argentinischen Teil Feuerlands sind die Nummer gemäß Abb. 1, die Stations-ID, sowie pro Messkampagne (Kalenderjahr) die Anzahl der in die Prozessierung eingegangenen Beobachtungstage angegeben. C: kontinuierliche Datenaufzeichnung.

Nr.	ID	93	94	95	97	99	00	01	02	03	04	05	06	07	08	09	10	11	12	13	14
1	AUTF												C	C	C	C	C	C	C	C	C
2	BIAN																2		5	3	3
3	BROD																4	3	4		4
4	CADI	3	2	1	1		2	1	1	2	2	9	4					4		5	3
5	CAMB																5	212		277	12
6	CERR																121	91		5	
7	CRUC											3			5		60	4		5	
8	CULL	2										2			3			4			
9	DANP													6		4	3		4	6	4
10	DESP	3	1	1	2	2	2								5		47			5	
11	ENCA																	4	5	2	4
12	EOLO	6	4	5	2	4	6	1	4	2	5	4	2	5	3			4			
13	ESCO										5	2	2		3	4		4			
14	ESPA																	4	5	5	
15	ESPE									4	7	4	5			4	5	4	5		3
16	ESSA										5	3	4	6	3	4		4		5	
17	ESSX										1			1						5	
18	EUSH									6	7	8	4			4		4		5	
19	FLAM	2					1					2			6			4			
20	GAME														4	4	4	4	8	5	
21	GUAZ	5	2	3	2	3	2	1				2						4		5	
22	HARB				2	2	2		3	3	4	4	4				2	4		4	
23	HIT1														3			4			4
24	INES																56		260	14	
25	IRIS											7		8	7	4	5	4		5	
26	KOSO									2	6	3			4	4		3	6	5	
27	LET2																	4	4		4
28	MALE													3		4		4	4	7	4
29	MAR1													11	5	3	62	4		5	
30	MOAT	2	2	3	1	2	1			2	3	5	3					4		5	
31	ORJA									2	4	2			3		3	4	5	5	4
32	PALA									4	5	5	6			4		3	5		
33	PISA									4	5	4				2	5	4	4		
34	PJUS	5	4	6	2	2	4	1		2	2	5						3			
35	PRE2									7	12	9	3		2	4					
36	PRE3																	3	6	5	
37	RADM	2				1	2								4			4		5	
38	RHAM	5	4	4	2	4	4	1	4	6	4	7	5					3			
39	RIOC	2	1				2	3		4	2	6	3				4	3	4	5	4
40	RIOG					C	C	C	C	C	C	C	C	(C)	C	C	C	C	C	C	C
41	RIOS									2	6	9	6			5		4			
42	RMIO																3		3	5	4
43	SALV	1										3			9					4	
44	SPAB	3	1	1	2	2	2		3	2	3	2		6	5			2		5	
45	TERM						1			7	10	17	9	12	19	13	92	107	18	319	27
46	TORI									4	6	4	5			4	87	4	5		4
47	TURB																1	3	5	5	4
48	VIAM	3	3	2	2	3	2	1				3			4			3			
49	YAMA																3	4	4	4	
50	YEHU	4	3	2	2	2	3			4	5	2						3			

de und dem *Instituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale* (Italien) wurde 1999 in der *Estancia Despedida* (Nr. 10 in Abb. 1; selbe, nur südliche geografische Breite wie Eggerstorf) erstmals ein Seismometer in Betrieb genommen. Dies war der Ausgangspunkt für den Aufbau ei-

nes seismologischen Netzes im argentinischen Teil Feuerlands mit bis zu vier operationellen Stationen (Tab. 2).

Die GNSS-Beobachtungsdaten sämtlicher Kampagnen und Messpunkte wurden mit der Bernese GNSS Software v5.1 (Dach

u. a., 2007) prozessiert. Dabei kamen Produkte der Reprozessierung eines globalen Netzes permanenter GNSS-Stationen zur Anwendung (Fritsche u. a., 2014). Der Homogenität und Langzeitstabilität der Produkte und Modelle kommt eine besondere Bedeutung zu wenn, wie im vorliegenden Fall, in einem regionalen Netz aus episodischen GNSS-Beobachtungen über einen langen Zeitraum, jedoch mit einer zwischen den Messkampagnen stark variierenden Netzkonfiguration Geschwindigkeiten und Deformationsraten bestimmt werden sollen (Mendoza, 2008). Im Ergebnis der GNSS-Prozessierung liegen für jeden Messpunkt dreidimensionale Positionen und Geschwindigkeiten bezüglich des terrestrischen, GNSS-spezifischen Referenzrahmens IGS08 (Altamimi u. a., 2011) vor. Die punktspezifischen Genauigkeiten der horizontalen Geschwindigkeitskomponenten, unter Berücksichtigung der Korrelation zwischen aufeinanderfolgenden Beobachtungen (Mao u. a., 1999; Williams, 2003) sowie dem für den jeweiligen Punkt vorliegenden Datenumfang, liegen nahe $0,5 \text{ mm/a}$ (Mendoza u. a., 2014). Die Positionszeitreihen der wiederholt beobachteten Messpunkte belegen, dass deren Bewegung linear mit der Zeit abläuft (Mendoza u. a., 2011) und rechtfertigen somit die Anwendung des linearen Bewegungsmodells.

Zur quantitativen Bestimmung und Darstellung der horizontalen Deformation der Erdoberfläche im Untersuchungsgebiet wurde eine Strainanalyse auf der Grundlage der auf den GNSS-Messpunkten beobachteten Horizontalgeschwindigkeiten durchgeführt (Mendoza u. a., 2011). Abb. 2a zeigt die räumliche Verteilung der ermittelten Strainraten. Deutlich tritt ein ca. 30 km breites Band intensiver Oberflächendeformation (bis $0,2 \text{ mm km}^{-1} \text{ a}^{-1}$) zutage. Dieses folgt dem Verlauf der entlang des Fagnanosees Ost-West-orientierten Segmente des MFS. Im Norden und Süden trennt das Deformationsband zwei Blöcke mit deutlich geringe-

ren Deformationsraten voneinander. Diese Blöcke können als repräsentativ für die genähert starren Südamerika- und Scotia-Platten betrachtet werden. Auf der Grundlage früherer Ergebnisse wurde die links-laterale Relativgeschwindigkeit zwischen beiden Blöcken zu $4,4 \text{ mm/a}$ bestimmt (Mendoza u. a., 2011). Jene Arbeit zeigte, dass die Relativbewegung zwischen beiden Blöcken keine reine Transformverschiebung ist, sondern von normal zum Störungsverlauf orientierten Deformationskomponenten begleitet wird. Entlang des MFS-Deformationsbandes im Untersuchungsgebiet wurde von West nach Ost der Übergang von einer konvergenten (Stauchung) zu einer divergenten Komponente (Dehnung) identifiziert (Mendoza u. a., 2011). Neuere Ergebnisse, welche die Daten sechs zusätzlicher Messkampagnen sowie neue Messpunkte einschließen, deuten auf ein entgegengesetztes Muster des Deformationsregimes hin (Abb. 2c und d): im westlichen Teil des Deformationsbandes herrscht neben der Transformbewegung eine divergente Komponente vor, während eine verstärkte Konvergenz östlich davon auftritt. Die Richtungen dieser Dehnung (NW-SE) und Stauchung (NE-SW) ist konsistent mit der links-lateralen Transformbewegung. Die Umkehrung des Deformationsregimemusters zwischen beiden Lösungen deutet auf eine unzureichende Genauigkeit der früheren Ergebnisse hin und unterstreicht die Notwendigkeit langer Beobachtungszeitreihen.

Die Lokalisierung der Zonen erhöhter Oberflächendeformation erlaubt klare Aussagen zur Aktivität und Intensität der in Abb. 1 und 2b eingezeichneten Störungssegmente. Ausgehend von einer bekannten Geometrie und einem bekannten Verwerfungsbetrag zwischen zwei Blöcken kann für einen elastischen, homogenen Halbraum die resultierende interseismische Oberflächendeformation modelliert werden (Meade und Hager, 2005). Die neuen beobachteten Horizontaldeformationsraten dienen

Tabelle 2: Übersicht über das Seismometernetz (Stand 2014). Für jede der fünf Seismometerstationen im argentinischen Teil Feuerlands ist ihre Nummer gemäß Abb. 1, die ID des GNSS-Messpunkts, die ID der Seismometerstation, sowie der Sensortyp und der Operationszeitraum, ggf. auch für frühere Installationen, angegeben. Sämtliche Seismometer registrieren drei Komponenten.

Nr.	GNSS	ID	Sensor	operativ	Sensor	operativ
10	DESP	DSPA	Guralp CMG-3T	seit 1999		
45	TERM	TRVA	Guralp CMG-3ESPDE	seit 2014	Guralp CGM-3TD	2006-2014
46	TORI	BETA	Guralp CMG-40TD	seit 2011	Lennartz	2006-2011
6	CERR	ELCA	Guralp CMG-40TD	2007-2011		
40	RIOG	EARG	Guralp CGM-3TD	seit 2014	Lennartz	2011-2012

als Grundlage für eine inverse Modellierung der geometrisch-kinematischen Verhältnisse zwischen zwei, die Südamerika- und Scotiaplatte repräsentierenden Lithosphärenblöcken. Ausgehend von der aus geologischen, geomorphologischen und geophysikalischen Untersuchungen vorliegenden Information über den Verlauf von drei Segmenten des MFS an der Erdoberfläche wurden die Geschwindigkeitskomponenten der relativen Verschiebung (*strike-slip* und *dip-slip*), die Kopplungstiefe (*locking depth*) sowie erstmals auch der Neigungswinkel der Verwerfungsebene (*dip angle*) bestimmt (Mendoza u. a., 2014). Dieser Modellierung zufolge beläuft sich die Relativverschiebungsgeschwindigkeit zwischen beiden Lithosphärenblöcken parallel zum Störungsverlauf auf 5,8 mm/a. Die Geschwindigkeitskomponente normal zum Störungsverlauf (*dip-slip*) variiert zwischen den drei Störungssegmenten zwischen -2,3 (Zentrum) und +2,9 mm/a (Westen), konsistent mit dem Muster der Oberflächendehnung und -stauchung in Abb. 2c und 2d. Die Kopplungstiefe beträgt 11 km. Die Verwerfungsebene ist 66° aus der Vertikalen ausgelenkt, so dass der nördliche Block mit zunehmender Tiefe weiter nach Süden vordringt.

Eine Prozessierung der Seismometeraufzeichnungen in Feuerland von Juni 1999 bis Dezember 2012 lieferte vorläufige Epizentrumskoordinaten, Stärken und, wenn Aufzeichnungen an vier Seismometerstationen vorlagen, Tiefen von 1071 seismischen Ereignissen (Sabbione u. a., 2007, 2012).

Zur Prozessierung wurde das Softwarepaket SEISAN (Havskov u. a., 2012) und ein regionales Modell der Ausbreitungsgeschwindigkeiten seismischer Wellen (Buffoni u. a., 2009) verwendet. In der Regel sind die aufgezeichneten Beben von geringer Stärke, im Mittel unter 2 (Mendoza u. a., 2011). Die relativ geringe Seismizität ist konsistent mit dem zeitlich linearen Verlauf der aus GNSS abgeleiteten Krustenbewegungen und deutet darauf hin, dass die Transformbewegung der beiden Blöcke im Beobachtungszeitraum mit geringer Reibung und ohne die Akkumulation großer Kräfte vonstatten ging. Die Lage der im Untersuchungsgebiet lokalisierten Epizentren ist in Abb. 2b wiedergegeben. Es wird deutlich, dass die Epizentren der weitaus überwiegenden Mehrzahl der registrierten Ereignisse dem Verlauf des MFS folgt. Sie befinden sich jedoch in der Regel südlich des Oberflächenverlaufs der Hauptsegmente des MFS (Abb. 2b). Diese Tatsache bestätigt die Ergebnisse der inversen Modellierung auf der Grundlage der GNSS-Beobachtungen, welche ein Einfallen der Verwerfungsebene nach Süden anzeigen.

Abgesehen vom MFS weisen die ermittelten Epizentren Häufungen in zwei weiteren Zonen auf, welche möglicherweise neue, interessante Hinweise auf die seismotektonische Situation der Region geben

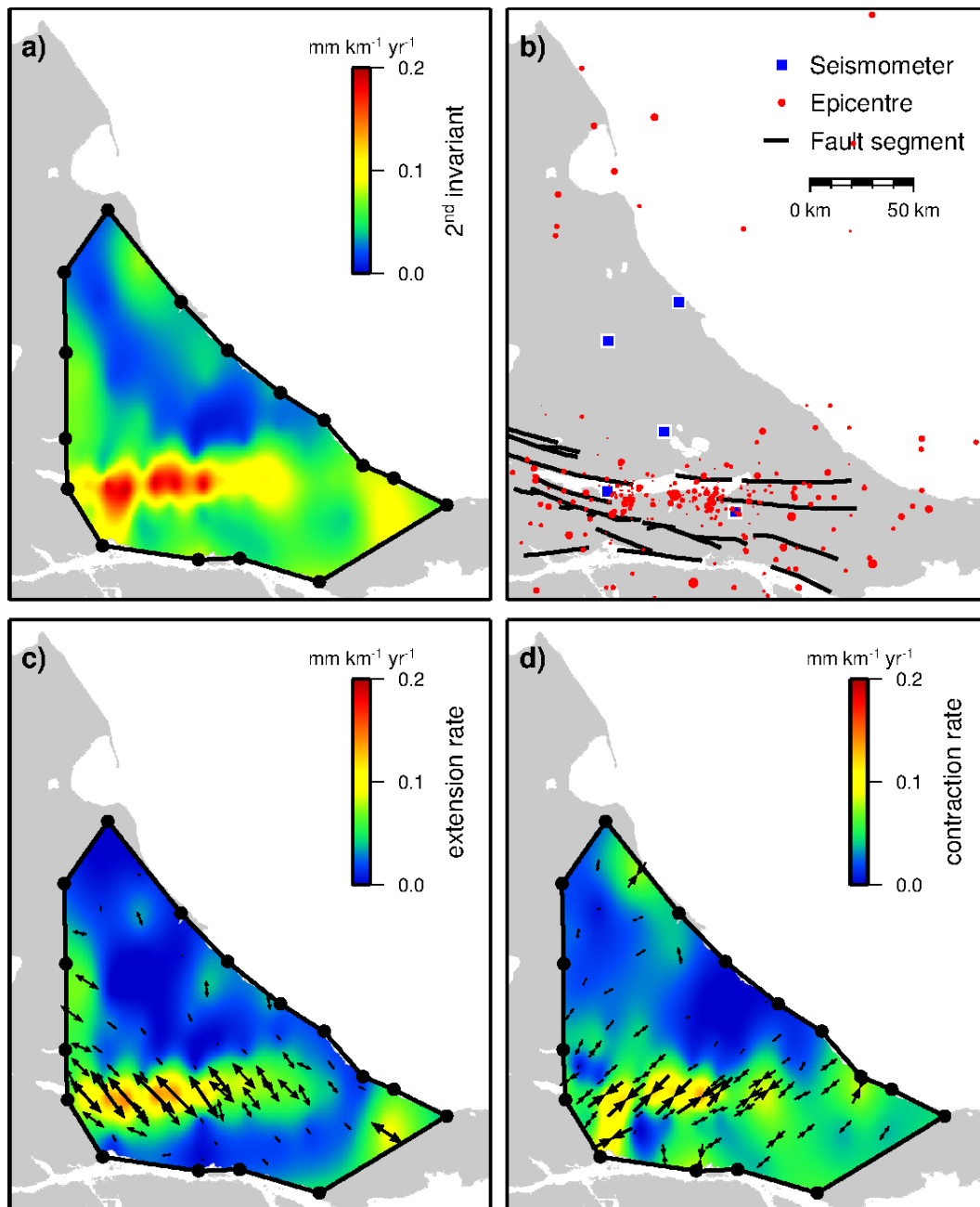


Abbildung 2: Ergebnisse der Deformationsanalyse der GNSS-Beobachtungsdaten und einer vorläufigen Prozessierung der Seismometeraufzeichnungen. **a)** Horizontale Deformationsraten im Untersuchungsgebiet. In Dreiecken zwischen den GNSS-Messpunkten wurden auf der Grundlage der beobachteten Horizontalgeschwindigkeiten Strainraten berechnet und flächenhaft interpoliert. **b)** Epizentren der mit den Seismometern im Untersuchungsgebiet im Zeitraum 1999-2012 aufgezeichneten Erdbeben (rote Punkte, Durchmesser gibt Stärke an). Der Verlauf von tektonischen Störungen und die Lage der Seismometerstationen sind ergänzt. **c)** Horizontale Dehnungsraten, Vektoren zeigen für jedes der Dreiecke zwischen den Messpunkten Richtung und Geschwindigkeit der Dehnung an. **d)** Horizontale Stauchungsraten (wie 2c).

könnten. Eine hohe Konzentration seismischer Ereignisse wurde unter der *Cordillera Darwin* angetroffen (in Abb. 2b nicht enthalten). Die Darwin-Kordillere liegt westlich des südlichen Teils des Untersuchungsgebiets auf chilenischem Territorium. Sie beherbergt eine Eiskappe, welche im Pleistozän Ausgangspunkt gewaltiger, bis zur heutigen Atlantikküste vorgestoßener Gletscher war, heute jedoch rapide an Eismasse verliert (Strelin u. a., 2008). Die räumliche Koinzidenz zwischen Vereisungszentrum und seismischer Aktivität wirft die Frage nach der Möglichkeit eines kausalen Zusammenhangs auf. Eine zweite, geringere, aber doch bemerkenswerte Häufung von Epizentren tritt im Norden der Insel im Bereich der *Baía San Sebastián* auf. Diese Bucht wird von einer auffallend flachen Niederung mit der *Baía Inútil* verbunden (Abb. 1). Dieser morphologische Komplex wurde von Geologen als Graben interpretiert (Menichetti u. a., 2008), und die vorliegenden seismometrischen Daten könnten auf eine rezente Aktivität dieser tektonischen Struktur hindeuten.

Gegenwärtig ist das Potential des seismometrischen Datenschatzes für die Untersuchung der tektonischen Prozesse in Tierra del Fuego bei Weitem noch nicht ausgeschöpft. An der *Universidad Nacional de La Plata* wird gegenwärtig eine Promotion angefertigt, welche die Analyse und seismotektonische Interpretation der Seismometeraufzeichnungen in Feuerland zum Ziel hat (Bollini und Sabbione, 2014). Doch auch die GNSS-Daten bergen noch unerschlossene Erkenntnisse. Künftige Analysen werden auch die vertikale Deformationskomponente einbeziehen. Damit in unmittelbarem Zusammenhang steht die Berücksichtigung kurzzeitiger und glazial-isostatischer

(Darwin-Kordillere) Auflastsignale. Eine Verbesserung in der inversen Modellierung der mit GNSS beobachteten Oberflächendeformation lässt die Einbeziehung einer viskosen Deformationskomponente erwarten. Die Fortsetzung der Seismometeraufzeichnungen und der GNSS-Beobachtungen in zukünftigen Messkampagnen werden die Genauigkeit und räumliche Auflösung der Ergebnisse weiter erhöhen und eine Ausdehnung der Untersuchungen auf den chilenischen Teil der Insel ermöglichen. Auf chilenischer Seite, aber auch in Schlüsselgebieten im argentinischen Teil (Graben *San Sebastián*, Beagle-Kanal) wurden bereits neue GNSS-Messpunkte angelegt und harren ihrer wiederholten Beobachtung. Schließlich stehen zusätzliche, komplementäre Datensätze zur Verfügung, deren Integration in die Interpretation der vorgestellten Ergebnisse zu einem tieferen Verständnis der Struktur und Dynamik der Lithosphäre verhelfen kann. Dazu zählen ein regionales Geoidmodell (Del Cogliano u. a., 2007; Gomez u. a., 2013), die Lokalisierung einer regionalen Anomalie im gravimetrischen Ozeanauflastsignal und Seegezeiten im Lago Fagnano (Richter u. a., 2009), sowie die angedachte Analyse von GNSS-Daten hinsichtlich der Ausbreitung der Oberflächewelle des Maule-Erdbebens während der GNSS-Messkampagne 2012.

Eine Diagnose erlauben die Untersuchungen am *Fin del Mundo*, dem selbsterklärten „Ende der Welt“, ganz sicher: Der Patient lebt! Unsere Seismometer hören seinen Puls und unsere GNSS-Antennen sehen seine Bewegungen. Bei der Deutung der festgestellten Symptome oder beim Verschreiben neuer Untersuchungen sind uns Dein Rat und Deine Erfahrung, lieber Reinhard, wie stets willkommen und wichtig.

LITERATUR

- Altamimi, Z., X. Collilieux und L. Metivier (2011). ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy* 85, S. 457–473.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 4.3, S. 1027.
- Bollini, M.C. und N.C. Sabbione (2014). Moment tensor solution for a M4.2 event in Tierra del Fuego. *Earth Sciences Research Journal* 18. Abstracts of IASPEI Regional Conference, Comisión LACSC, S. 170–171.
- Buffoni, C., N. Sabbione, G. Badi, G. Connon und J.L. Hormaechea (2009). „Determinación de la estructura de velocidades y factores de atenuación en la isla de Tierra del Fuego a partir de la sismicidad local“. In: *Proceedings XXIV Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*. Mendoza.
- Cunningham, W.D. (1993). Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian orocline. *Tectonics* 12.1, S. 169–186.
- Cunningham, W.D., I.W.D. Dalziel, T.-Y. Lee und L.A. Lawver (1995). Southern South America-Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: implications for tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research* 100.B5, S. 8257–8266.
- Dach, R., U. Hugentobler, P. Fridez und M. Meindl (2007). *Bernese GPS Software 5.0*. Astronomical Institute, University of Bern. Bern, Switzerland.
- Del Cogliano, D., R. Perdomo und J.L. Hormaechea (2000). „Desplazamiento entre placas tectónicas en Tierra del Fuego“. In: *Actas de la XX Reunión Científica de la Asoc. Arg. de Geof. y Geod.* Mendoza.
- Del Cogliano, D., R. Dietrich, A. Richter, R. Perdomo, J.L. Hormaechea, G. Liebsch und M. Fritsche (2007). Regional geoid determination in Tierra del Fuego including GPS levelling. *Geologica Acta* 5.4.
- Forsyth, D.W. (1975). Fault Plane Solutions and Tectonics of south Atlantic and Scotia Sea. *Journal of Geophysical Research* 80.11, S. 1429–1443.
- Fritsche, M., K. Sosnica, C.J. Rodríguez-Solano, P. Steigenberger, K. Wang, R. Dietrich, R. Dach, U. Hugentobler und M. Rothacher (2014). Homogeneous reprocessing of GPS, GLONASS and SLR observations. *Journal of Geodesy*. (doi:10.1007/s00190-014-0710-3), S. 1–18.
- Gomez, M.E., D. Del Cogliano und R. Perdomo (2013). Geoid modelling in the area of Fagnano Lake, Tierra del Fuego (Argentina): insights from mean lake-level observations and reduced gravity data. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica* 48, S. 139–147.
- Havskov, J., L. Ottemöller und P. Voss (2012). *Introduction to SEISAN and Computer exercises in processing earthquake data*.
- Hormaechea, J.L., D. Del Cogliano, R. Perdomo, R. Dietrich, G. Liebsch, A. Richter und M. Fritsche (2004). „Horizontal displacements in the Magallanes–Fagnano fault zone determined by repeated GPS observations“. In: *Extended Abstracts of the GeoSur2004 International Symposium*. Hrsg. von J. Carcione, F. Donda und E. Lodolo. Bd. 2 suppl. Bollettino di Geofisica teorica ed applicata. Trieste: Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, S. 137–139.
- Jaschek, E., N. Sabbione und P. Sierra (1982). *Reubicación de sismos localizados en territorio argentino (1920–1963)*. Techn. Ber. Observatorio de la Universidad Nacional de La Plata.
- Klepeis, K.A. (1994). The Magallanes and Deseado fault zones: Major segments of the South American-Scotia transform plate boundary in southernmost South America, Tierra del Fuego. *Journal of Geophysical Research* 99.B11, S. 22001–22014.
- Lodolo, E., M. Menichetti, R. Bartole, Z. Ben-Avraham, A. Tassone und H. Lippai (2003). Magallanes-Fagnano continental transform fault. *Tectonics* 22.6.
- Lomnitz, C. (1970). Major earthquakes and tsunamis in Chile, *Geologische Rundschau* 59.951. (doi:10.1007/BF02042278).
- Mao, A., C.G.A. Harrison und T.H. Dixon (1999). Noise in GPS coordinate time series. *Journal of Geophysical Research* 104.B2, S. 2797–2816.
- Meade, B.J. und B.H. Hager (2005). Block models of crustal motion in southern California constrained by GPS measurements. *Journal of Geophysical Research* 110.B3.
- Mendoza, L.P.O. (2008). *Densificación del Marco de Referencia Terrestre ITRF y determinación de movimientos de la corteza en la Tierra del Fuego*. Diss. Universidad Nacional de La Plata, Argentina.

-
- Mendoza, L., R. Perdomo, J.L. Hormaechea, D. Del Cogliano, M. Fritsche, A. Richter und R. Dietrich (2011). Present-day crustal deformation along the Magallanes-Fagnano Fault System in Tierra del Fuego from repeated GPS observations. *Geophysical Journal International* 184.3, S. 1009–1022.
- Mendoza, L., A. Richter, M. Fritsche, J.L. Hormaechea, R. Perdomo und R. Dietrich (2014). Modeling deformation in Tierra del Fuego, South America-Scotia plate boundary, by inversion of geodetic data. *Geophysical Research Letters*. (in review).
- Menichetti, M., E. Lodolo und A. Tassone (2008). Structural geology of the Fuegian Andes and Magallanes fold-and-thrust belt - Tierra del Fuego Island. *Geologica Acta* 6.1, S. 19–42.
- Perdomo, R., J.L. Hormaechea, D. Del Cogliano, C. Brunini, D. Canosa, C. Mondinalli, J.C. Usandivaras, L.H. Barbero und G. Connon (1993). *La Red Geodésica y Geodinámica de la Tierra del Fuego*. Informe final. EARG, UNLP, Provincia de Tierra del Fuego, Servicio de Hidrografía Naval, CONICET.
- Richter, A., J.L. Hormaechea, R. Dietrich, R. Perdomo, M. Fritsche, D. Del Cogliano, G. Liebsch und L. Mendoza (2009). Anomalous ocean load tide signal observed in lake-level variations in Tierra del Fuego. *Geophysical Research Letters* 36, S. L05305.
- Sabbione, N., G. Connon, C. Buffoni und J.L. Hormaechea (2007). „Tierra del Fuego reference standard earthquake catalogue“. In: *Proceedings Geosur 2007 International Geological Congress on the Southern Hemisphere*. Santiago de Chile.
- Sabbione, N., G.C. Connon und J.L. Hormaechea (2012). *Complemento al Catálogo Sismológico de Referencia para Tierra del Fuego*.
- Strelin, J., G. Casassa, G. Rosqvist und P. Holmlund (2008). Holocene glaciations in the Ema Glacier valley, Monte Sarmiento Massif, Tierra del Fuego. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 260, S. 299–314.
- Tassone, A., H. Lippai, E. Lodolo, M. Menichetti, A. Comba, J.L. Hormaechea und J.F. Vilas (2005). A geological and geophysical crustal section across the Magallanes-Fagnano fault in Tierra del Fuego. *Journal of South American Earth Sciences* 19, S. 99–109.
- Williams, S.D.P. (2003). The effect of coloured noise on the uncertainties of rates estimated from geodetic time series. *Journal of Geodesy* 76.9-10, S. 483–494.

ANHANG A – VERZEICHNIS DER PROMOTIONEN

- 1994 Rüdiger Lehmann (GeoForschungsZentrum Potsdam)
„Zur Bestimmung des Erdschwerefeldes unter Verwendung des Maximum-Entropie-Prinzipes“
- 1997 Wilfried Korth
„Bestimmung von Oberflächengeometrie, Punktbewegungen und Geoid in einer Region der Antarktis“
- Gunter Liebsch
„Aufbereitung und Nutzung von Pegelmessungen für geodätische und geodynamische Zielstellungen“
- 1999 Rolf Dach
„Einfluß von Auflasteffekten auf präzise GPS-Messungen“
- Jens Wendt
„Zur Geokinetik im sächsischen Vogtland“
- 2003 Anja Wendt
„Untersuchungen zu gezeitenbedingten Höhenänderungen des subglazialen Lake Vostok“
- 2006 Dmytro Marchenko (GeoForschungsZentrum Potsdam)
„Regional gravity field approximation: application to the South American Andes“

-
- 2007 Andreas Richter
„Messung und Modellierung von Wasserstandsvariationen im Lago Fagnano, Feuerland“
- Kristin Novotny
„Untersuchung von Meeresspiegelvariationen in der Ostsee: Kombination von Satellitenaltimetrie, Pegelmessungen und einem ozeanographischen Modell“
- Sibylle Vey
„Bestimmung und Analyse des atmosphärischen Wasserdampfgehaltes aus globalen GPS-Beobachtungen einer Dekade mit besonderem Blick auf die Antarktis“
- Martin Horwath
„Zur Ermittlung geophysikalischer Massensignale mit Schwerefeldmissionen: Eine Analyse des gegenwärtigen Standes am Beispiel der Antarktis“
- 2008 Manuela Seitz (Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut München)
„Kombination geodätischer Raumbeobachtungsverfahren zur Realisierung eines terrestrischen Referenzsystems“
- 2009 Axel Rülke
„Zur Realisierung eines terrestrischen Referenzsystems in globalen und regionalen GPS-Netzen“
- 2011 Michael Bäßler
„Untersuchungen zu Topographie und Bewegungsverhalten für das Küstengebiet des Riiser-Larsen- und Brunt-Schelfeises mittels Radarfernerkundung“
- 2012 Marita Scheller
„Bestimmung hydrologischer Massenvariationen aus GRACE-Daten am Beispiel sibirischer Flusssysteme“
- 2013 Heiko Ewert
„Auswertung von ICESat-Laseraltimeterdaten zur Untersuchung glaziologischer Fragestellungen in polaren Gebieten“
- Mathias Fritsche
„Erweiterte Modellbildung zur Bestimmung von Positionszeitreihen global verteilter GPS-Stationen“
- 2014 Ralf Rosenau
„Untersuchung von Fließgeschwindigkeit und Frontlage der großen Ausflussgletscher Grönlands mittels multitemporaler Landsat-Aufnahmen“
- Susanne Glaser
„Zur Optimierung der Kombinationsstrategie verschiedener Satellitenbeobachtungsverfahren bei der Realisierung eines globalen terrestrischen Referenzsystems“

ANHANG B – PUBLIKATIONSLISTE

R. DIETRICH

Anmerkung: Vorträge, nicht begutachtete Kurzfassungen und technische bzw. Abschlussberichte von Forschungsprojekten sind nicht berücksichtigt.

- Baessler, M., R. Rosenau, R. Dietrich, K. Shibuya und K. Doi (2012). „Utilizing InSAR for the measurement of ice flow velocities and ocean tide induced height changes of ice shelves at their grounding zones and surroundings“. In: *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2012 IEEE International*, S. 3249–3252. DOI: 10.1109/IGARSS.2012.6350731.
- Barthelmes, F., R. Dietrich und G. Gendt (1982). Software developments for Doppler data processing at Potsdam station. In: *Nabl. isk. sputn. zemli* 21, Teil 1. Moskva 1984, S. 6–11.
- Barthelmes, F., R. Dietrich und G. Gendt (1983). Programmentwicklungen zur Verarbeitung von Dopplermessungen am Zentralinstitut für Physik der Erde. *Vermessungstechnik* 31. Berlin, S. 204–205.
- Barthelmes, F. und R. Dietrich (1991). Use of Point Masses on Optimized Positions for the Approximation of the Gravity Field. In: *Determination of the Geoid*. Hrsg. von R.H. Rapp und F. Sansò. Bd. 106. International Association of Geodesy Symposia. Springer New York, S. 484–493. DOI: 10.1007/978-1-4612-3104-2_57.
- Borza, T., I. Fejes, S.Z. Mihaly, R. Dietrich, G. Gendt und K. Lehmann (1988). The Doppler Baseline Interferometry Experiment (DBLI). *Acta Geod. Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung.* 23. Budapest, S. 187–198.
- Capra, A. und R. Dietrich, Hrsg. (2008). *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica – An Overview in the IPY Perspective*. Berlin – New York: Springer.
- Dach, R. und R. Dietrich (1996). Spezielle Probleme bei der Anwendung von GPS in der Antarktis. In: *Terra Nostra*, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 1996/2. 8. Internationale Polartagung der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung. Zusammenfassung der Tagungsbeiträge. 18.–22. März 1996, Universität Potsdam, S. 5.
- Dach, R. und R. Dietrich (2000). Influence of the ocean loading effect on GPS derived precipitable water vapor. *Geophys. Res. Lett.* 27 (18), S. 2953–2956. DOI: 10.1029/1999GL010970.
- Dach, R., R. Dietrich, W. Korth und J. Perl (2000). „Auswertestrategie und Ergebnisse der Auswertegruppe der TU Dresden für die SCAR GPS Kampagnen“. In: *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995 – 1998*. Hrsg. von R. Dietrich. DGK Reihe B 310. Deutsche Geodätische Kommission, S. 31–44.
- Dach, R. und R. Dietrich (2001). The Ocean Loading Effect in the GPS Analysis: A Case Study in the Antarctic Peninsula Region. *Marine Geodesy* 24 (1), S. 13–25. DOI: 10.1080/01490410116803.

-
- Del Cogliano, D., R. Dietrich, A. Richter, R. Perdomo, J.L. Hormaechea, G. Liebsch und M. Fritsche (2004). Regional geoid determination in Tierra del Fuego including GPS levelling. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 45 (Supplement 2). Extended Abstracts of the GeoSur2004 International Symposium „International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and Antarctic Peninsula“, Buenos Aires, Argentina, 22–23 Nov 2004, Extended Abstract 5–01, S. 135–137.
- Del Cogliano, D., R. Dietrich, A. Richter, R. Perdomo, J.L. Hormaechea, G. Liebsch und M. Fritsche (2007). Regional geoid determination in Tierra del Fuego including GPS levelling. *Geologica Acta* 5 (4), S. 315–322. DOI: 10.1344/105.000000292.
- Dietrich, R. (1975a). Aufnahme eines barometrischen Höhenprofils im Enderby-Land, Antarktika. *Vermessungstechnik* 23 (10). Berlin, S. 376–379.
- Dietrich, R. (1975b). Untersuchungen zur barometrischen Höhenbestimmung in Antarktika. *Vermessungstechnik* 23 (10). Berlin, S. 385–388.
- Dietrich, R. (1976). Barometrisch-trigonometrische Bestimmung eines Höhenprofils in Antarktika. *Wiss. Zeitschr. TU Dresden* 25 (1–2). Dresden, S. 86–88.
- Dietrich, R. (1978a). Zur Bearbeitung von Eisbewegungsmessungen durch Kollokation. *Geod. u. Geophys. Veröff., Reihe III* 40. Berlin, 68 S.
- Dietrich, R. (1978b). Anwendung der Kollokation auf die Bearbeitung von Eisbewegungsmessungen. In: Arbeiten aus dem Vermessungs- und Kartenwesen der DDR 40. Leipzig, S. 75–86.
- Dietrich, R. (1978c). Eine Interpretation der Differenz zweier Breitenbestimmungen für den Astropunkt Mirny/Antarktika. *Vermessungstechnik* 26 (12). Berlin, S. 414–416.
- Dietrich, R. (1979a). Zum Problem der Laserbeobachtungen künstlicher Erdsatelliten im Erdschatten. *Wiss. Zeitschr. TU Dresden* 28 (3). Dresden, S. 76.
- Dietrich, R. (1979b). Isostatische Ausgleichvorgänge, Niveauänderungen und die Ableitung von vertikalen Erdkrustenbewegungen in Europa. *Vermessungstechnik* 27 (6). Berlin, S. 195–197.
- Dietrich, H., R. Dietrich und W. Klisch (1979). Bemerkungen zur Geologie des Subglazials im Bereich des Hays-Gletschers (Antarktika). *Z. f. angewandte Geologie* 25 (10). Berlin, S. 474–479.
- Dietrich, R. (1980a). Improvement of ephemeris by observations of one station. *Artificial satellites* 15 (1). Warszawa, S. 63–65.
- Dietrich, R. (1980b). Vertikale Erdkrustenbewegungen und Potentialänderungen bei wechselnden Eisauflasten. *Geod. u. Geophys. Veröff., Reihe I* 7. Berlin, S. 47–51.
- Dietrich, R. (1981). Regional satellite networks – aspects and problems. *Geodezja i kartografia* 30 (2). Warszawa, S. 83–94.
- Dietrich, R. und G. Gendt (1982a). Bestimmung großer Sehnenlängen aus Laserentfernungsmessungen zum Satelliten LAGEOS. *Vermessungstechnik* 30 (6), S. 198–200.
- Dietrich, R. und K. Lehmann (1982). Zur Leistungsfähigkeit des Dopplergerätes JMR-4A bei der Positionsbestimmung in ruhender Situation. *Wiss. Beitr. Ingenieurhochsch. Seefahrt* 9 (4). Warnemünde/Wustrow, S. 35–39.
- Dietrich, R., K. Lehmann und H. Pauscher (1982). Sostojanie rabot v Oblasti dopplerovskich nabljudenij na stanzii Potsdam. In: *Nabl. isk. sputn. zemli* 21, Teil 2. Moskva 1984, S. 446–450.
- Dietrich, R. und G. Gendt (1982b). Determination of regional networks for geodynamical studies based on satellite laser ranging data. In: *Nabl. isk. sputn. zemli* 21, Teil 2. Moskva 1984, S. 586–594.
- Dietrich, R., G. Gendt, H. Montag, H. Rhese und W. Wehmann (1983). Über die Bestimmung terrestrischer Distanzen für geodynamische Untersuchungen unter Verwendung von Lasermessungen zu künstlichen Erdsatelliten. *Vermessungstechnik* 31. Berlin, S. 201–204.
- Dietrich, R. (1983). Potentielle Möglichkeiten beim Einsatz des Dopplerverfahrens der Satellitengeodäsie in Polargebieten. *Geod. u. Geophys. Veröff., Reihe I* 9. Berlin, S. 49–51.
- Dietrich, R. (1984a). Über die Beziehungen zwischen terrestrischen Referenzsystemen am Beispiel der MERIT-Kurzkampagne. *Wiss. Z. Techn. Univ. Dresden* 33 (6). Dresden, S. 65–67.
- Dietrich, R. und K. Lehmann (1984). Interferometric analysis of Doppler measurements for differential receiver calibration. In: *Nabl. isk. sputn. zemli* 23. Praha, S. 587–592.
- Dietrich, R. (1984b). The research work at the Central Institute for Physics of the Earth Potsdam, GDR, in the field of Doppler satellite geodesy. In: *Nabl. isk. sputn. zemli* 23. Praha, S. 593–604.

-
- Dietrich, R. und G. Gendt (1985). An attempt to detect geometric tidal information using LAGEOS laser ranging data. In: Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 81, Teil 1. 5. Int. Symp. „Geodäsie und Physik der Erde“, Magdeburg, DDR, 23.–29.09.1984, S. 77–81.
- Dietrich, R., K. Lehmann und H. Pauscher (1985). Aktivitäten auf dem Gebiet der Satelliten-Dopplermessungen am Zentralinstitut für Physik der Erde. *Vermessungstechnik* 33 (8). Berlin, S. 273–275.
- Dietrich, R. (1986). In: Hrsg. von D. Fritzsche. Geod. Geoph. Veröff., Reihe I 13. Symposium zur Antarktisforschung der DDR, Garwitz, 1985. Nationalkomitee für Geodäsie und Geophysik der DDR. Kap. Konzeptionelle Vorstellungen zur effektiven Nutzung geodätischer Verfahren für glaziologische Forschungen in der Antarktis, S. 93–98.
- Dietrich, R. und G. Gendt (1986). Investigation of tectonic deformations using global satellite laser ranging data. *Gerlands Beitr. Geophysik* 95 (5). Leipzig, S. 453–458.
- Dietrich, R. (1987). The adjustment of crustal motion parameters in satellite geodetic networks. *Journal of Geodynamics* 8 (2–4), S. 221–234. DOI: 10.1016/0264-3707(87)90039-1.
- Dietrich, R. und G. Gendt (1987). On the determination of global and regional station coordinates and their changes with time. In: *Nabl. isk. sputn. zemli* 25. Budapest, S. 232–244.
- Dietrich, R. (1988). *Untersuchungen zur Nutzung künstlicher Erdsatelliten für die geodätische Koordinatenbestimmung*. Habilitationsschrift. Potsdam: Zentralinst. Physik der Erde.
- Dietrich, R. und G. Gendt (1989a). *A Gravity field model from LAGEOS based on point masses (POEM-L1)*. Techn. Ber. Potsdam.
- Dietrich, R. und G. Gendt (1988). Zu einigen Problemen bei der Realisierung des terrestrischen Bezugssystems mit Zentimetergenauigkeit. *Wiss. Zeitschr. TU Dresden* 38 (2). Vortrag VII. Int. Lohrmann-Kolloquium, Karsdorf, DDR, 21.–25.03.1988, S. 11–12.
- Dietrich, R. und G. Gendt (1989b). A Gravity field model from LAGEOS based on point masses (POEM-L1). In: Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 102, Teil II. Int. Symposium „Geodäsie und Physik der Erde“, Potsdam, 22.–27.08.1988 und 15. Principal Investigators Meeting NASA Crustal Dynamics Project, München, 18.–20.10.1988, S. 180–197.
- Dietrich, R. und G. Gendt (1990). Aktuelle Ergebnisse zur Globaltektonik aus der Analyse von Laserentfernungsmessungen zum Satelliten LAGEOS. *Vermessungstechnik* 38 (9). Berlin, S. 293–295.
- Dietrich, R., G. Gendt und F. Barthelmes (1990a). Schwerefeldbestimmung aus Laserentfernungsmessungen zum Satelliten LAGEOS. *Vermessungstechnik* 38 (10), S. 293–295.
- Dietrich, R., G. Gendt und F. Barthelmes (1990b). „Geodynamic Research using LAGEOS Laser Ranging Data at the Central Institute for Physics of the Earth, Potsdam, GDR“. In: *IAG General Meeting, Edinburgh, August 9–12, 1989 (Symp. 101)*. Hrsg. von P. Vyskocil, C. Reigber und P.A. Cross. Springer New York, S. 46–55.
- Dietrich, R. und G. Liebsch (1993a). „On the connection of Baltic tide gauges to the geocentric reference frame“. In: *Proc. 7th Int. Symposium "Geodesy and Physics of the Earth", Potsdam 1992, IAG Symposium Series, No. 112*. Hrsg. von H. Montag und C. Reigber. Bd. 112. Springer Series of IAG Symposia. Springer, S. 335–338.
- Dietrich, R. (1993). Geodynamische Prozesse – Bestandteil der Modellbildung bei GPS-Anwendungen. In: *Beiträge zum 31. DVW-Seminar vom 22. bis 24. März 1993 am Institut für Planetare Geodäsie der Technischen Universität Dresden*. Hrsg. von H. Potthoff. Schriftenreihe des DVW. Verlag Konrad Wittwer.
- Dietrich, R. und G. Liebsch (1993b). Bestimmung hochaufgelöster Polbewegung – über das Problem der Trennung von Rauschen und Signal. *Wiss. Zeitschr. TU Dresden* 42 (6), S. 64–69.
- Dietrich, R. und G. Liebsch (1993c). High resolution polar motion – on the problem of separating noise and signal. *Wiss. Zeitschr. TU Dresden* 42 (6). Vortrag Int. Lohrmann-Kolloq. TU Dresden, S. 64–70.
- Dietrich, R., G. Liebsch, H. Dittfeld und G. Noack (1995). „Ocean tide and attempt of Earth tide recordings at Schirmacher Oasis/Dronning Maud Land, Antarctica“. In: *Proc. 12th Intl. Symp. on Earth Tides, Beijing, August 4–7, 1993*. Hrsg. von H.T. Hsu. Beijing – New York: Science Press, S. 563–569.
- Dietrich, R. (1996). *The Geodetic Antarctic Project GAP95, German Contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. DGK Reihe B 304. München: Deutsche Geodätische Kommission.
- Dietrich, R., H.-W. Schenke, G. Soltau, G. Seeber, W. Niemeier und K. Lindner (1996). Anlage eines geodätischen Präzisionsnetzes in der Antarktis für geowissenschaftliche, glaziologische und ozeanographische Forschungen. In: *Terra Nostra*, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung 1996/2. 8. Internationale Polarta-

-
- gung der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung. Zusammenfassung der Tagungsbeiträge. 18.–22. März 1996, Universität Potsdam, S. 7.
- Dietrich, R., R. Dach, W. Korth, R. Metzger und J. Perlt (1998). „Ice – Ocean – Solid Earth Interactions in Dronning Maud Land/Antarctica: A Geodetic Approach to Solve Open Questions“. In: *Geodesy on the Move. Gravity, Geoid, Geodynamics, and Antarctica. Proceedings of the IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, Sept. 3-9, 1997*. Hrsg. von R. Forsberg, M. Feissel und R. Dietrich. Bd. 119. IAG Symposia. Berlin–Heidelberg–New York: Springer-Verlag, S. 504–510.
- Dietrich, R., M. Scheinert und W. Korth (1998). „The Verification of the Solid Earth Response on Changing Ice Loads: A Geodetic Project in West Greenland“. In: *Dynamics of the Ice Age Earth: A Modern Perspective. GeoResearchForum Vols. 3-4*. Hrsg. von P. Wu. Uetikon-Zürich (Switzerland): Trans Tech Publications Ltd., S. 509–522.
- Dietrich, R., R. Dach, J. Perlt, H.-W. Schenke, T. Schöne, M. Pohl, G. Soltau, G. Engelhardt, H.W. Mikolajski, G. Seeber, F. Menge, W. Niemeier, H. Salbach, K. Lindner, H.-J. Kutterer und M. Mayer (1998). „The SCAR GPS campaigns: Accurate geodetic reference in Antarctica“. In: *Geodesy on the Move: Gravity, Geoid, Geodynamics, and Antarctica. Proceedings of the IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, Sept. 3-9, 1997*. Hrsg. von R. Forsberg, M. Feissel und R. Dietrich. Bd. 119. International Association of Geodesy Symposia. Berlin – Heidelberg – New York: Springer, S. 474–479.
- Dietrich, R., R. Dach, W. Korth, J. Polzin und M. Scheinert (1998). „Gravimetric Earth Tide Observations in Dronning Maud Land/Antarctica to Verify Ocean Tidal Loading“. In: *Proc. 13th Intl. Symp. on Earth Tides, Brussels, July 22-25, 1997*. Hrsg. von B. Ducarme und P. Paquet. Brussels: Obs. Royal de Belgique, S. 529–536.
- Dietrich, R., R. Dach, G. Engelhardt, H. Kutterer, K. Lindner, M. Mayer, F. Menge, H.-W. Mikolajski, W. Niemeier, A. Orths, J. Perlt, M. Pohl, H. Salbach, H.-W. Schenke, T. Schöne, G. Seeber und G. Soltau (1998). GAP: Ein Geodätisches Antarktisprojekt zur Lösung geodynamischer Aufgabenstellungen. *Zeitschrift für Vermessungswesen* 123 (2), S. 49–61.
- Dietrich, R., R. Metzger, W. Korth und J. Perlt (1999). Combined Use of Field Observations and SAR Interferometry to Study Ice Dynamics and Mass Balance in Dronning Maud Land. *Polar Research* 18 (2). special issue: Proceedings of the Symposium on Polar Aspects of Global Change Tromsø, August 24-28 1998, S. 291–298.
- Dietrich, R. (2000). *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995 – 1998*. DGK Reihe B 310. München: Deutsche Geodätische Kommission.
- Dietrich, R., R. Dach, G. Engelhardt, J. Ihde, W. Korth, H. Kutterer, K. Lindner, M. Mayer, F. Menge, H. Miller, C. Müller, W. Niemeier, J. Perlt, M. Pohl, H. Salbach, H.-W. Schenke, T. Schöne, G. Seeber, A. Veit und C. Völksen (2000). „Ergebnisse der SCAR GPS Kampagnen – ITRF-Koordinaten und Geschwindigkeiten“. In: *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995 – 1998*. Hrsg. von R. Dietrich. DGK Reihe B 310. München: Deutsche Geodätische Kommission, S. 11–20.
- Dietrich, R. und G. Liebsch (2000). Zur Variabilität des Meeresspiegels an der Küste von Mecklenburg-Vorpommern. *Zeitschrift für geologische Wissenschaften* 28 (6), S. 615–623.
- Dietrich, R., R. Dach, G. Engelhardt, J. Ihde, W. Korth, H.-J. Kutterer, K. Lindner, M. Mayer, F. Menge, H. Miller, C. Müller, W. Niemeier, J. Perlt, M. Pohl, H. Salbach, H.-W. Schenke, T. Schöne, G. Seeber, A. Veit und C. Völksen (2001). ITRF coordinates and plate velocities from repeated GPS campaigns in Antarctica – an analysis based on different individual solutions. *J. Geod.* 74 (11/12), S. 756–766.
- Dietrich, R., K. Shibuya, A. Pötzsch und T. Ozawa (2001). Evidence for Tides in the Subglacial Lake Vostok, Antarctica. *Geophys. Res. Lett.* 28 (15), S. 2971–2974.
- Dietrich, R., A. Rülke, J. Ihde, K. Lindner, H. Miller, W. Niemeier, H.-W. Schenke und G. Seeber (2004). Plate Kinematics and Deformation Status of the Antarctic Peninsula based on GPS. *Global Planet. Change* 42, S. 313–321. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2003.12.003.
- Dietrich, R. und A. Rülke (2004). Plate kinematics of the Antarctic Peninsula. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 45 (Supplement 2). Extended Abstracts of the GeoSur2004 International Symposium „International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and Antarctic Peninsula“, Buenos Aires, Argentina, 22–23 Nov 2004, Extended Abstract 2–02, S. 55.
- Dietrich, R., A. Rülke und M. Scheinert (2005). Present-Day Vertical Crustal Deformations in West Greenland from Repeated GPS Observations. *Geophys. J. Int.* 163 (3), S. 865–874. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02766.x.

-
- Dietrich, R., A. Brandt, K. Dethloff, E. Fahrbach, R. Gersonde, K. Gohl, H. Miller, N. Roland, U. Schauer, F. Tessensohn und J. Thiede (2005). *International Polar Year 2007/08 – Der deutsche Beitrag – Eine Vision für Forschung und innovative Technologien*. Deutsche Kommission für das Internationale Polarjahr 2007/08.
- Dietrich, R., H.-G. Maas, M. Bäßler, A. Rülke, A. Richter, E. Schwalbe und P. Westfeld (2007). Jakobshavn Isbrae, West Greenland: Flow velocities and tidal interaction of the front area from 2004 field observations. *J. Geophys. Res.* 112, F03S21. DOI: 10.1029/2006JF000601.
- Dietrich, R., S. Popov, A. Richter, V. Lukin, M. Fritsche, V. Lipenkov, A. Yuskevich, J. Wendt, A. Senatorov und V. Masolov (2007). „Flow Dynamics and Mass Balance of the Ice Sheet above the Southern Part of Subglacial Lake Vostok“. In: *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings for the 10th Intl. Symp. on Antarctic Earth Sciences*. Hrsg. von A. Cooper und C. Raymond. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract 172.
- Dietrich, R. und A. Richter (2007). „Determination of vertical and horizontal deformations of the Earth's crust and of ice shelves in West Antarctica by GPS observations“. In: *The Expedition ANT-XXIII/4 of the Research Vessel "Polarstern" in 2006*. Hrsg. von K. Gohl. Bd. 557. Berichte zur Polar- und Meeresforschung (Reports on Polar und Marine Research), S. 84–87.
- Dietrich, R. und A. Rülke (2008). „A Precise Reference Frame for Antarctica from SCAR GPS Campaign Data and Some Geophysical Implications“. In: *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica – An Overview in the IPY Perspective*. Hrsg. von A. Capra und R. Dietrich. Berlin – New York: Springer, S. 1–10.
- Dietrich, R., E.R. Ivins, G. Casassa, H. Lange, J. Wendt und M. Fritsche (2010). Rapid crustal uplift in Patagonia due to enhanced ice loss. *Earth Planet. Sci. Lett.* 289 (1–2), S. 22–29. DOI: 10.1016/j.epsl.2009.10.021.
- Dietrich, R., C. Knöfel, J. Schwabe und A. Rülke (2011). „Validation of CryoSat-2 products in Antarctica by GNSS ground survey“. In: *CryoSat Validation Workshop, February 2011, Frascati, Italy*. ESA/ESRIN.
- Dietrich, R., A. Groh, H. Ewert, M. Fritsche, M. Scheinert, A. Richter und R. Rosenau (2013). „Geodätische Untersuchungen zu Eismassenbilanz und Glazialisostasie in der Westantarktis“. In: *Changing Polar Regions: 25th International Congress on Polar Research, March 7-22, 2013, Hamburg, Germany*. Reports on Polar and Marine Research 659. Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar und Marine Research.
- Dietrich, R. (2013). Geodätisch-photogrammetrische Untersuchungen zur Dynamik von Gletschern in West-Grönland. *Zeitschr. Vermwes.* 1.
- Ewert, H., A. Groh und R. Dietrich (2012). Volume and mass changes of the Greenland ice sheet inferred from ICESat and GRACE. *J. Geodyn.* 59–60, S. 111–123. DOI: 10.1016/j.jog.2011.06.003.
- Ewert, H., S.V. Popov, A. Richter, J. Schwabe, M. Scheinert und R. Dietrich (2012). Precise analysis of ICESat altimetry data and assessment of the hydrostatic equilibrium for subglacial Lake Vostok, East Antarctica. *Geophys. J. Int.* 191 (2), S. 557–568. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05649.x.
- Fedorov, D.V., L. Schröder, A.V. Egorov, C. Knöfel, E.V. Brovko, A. Richter, V.V. Lukin und R. Dietrich (2012). Determination of the ice sheet surface elevation profiles along the inland tracks in Antarctica by kinematic GPS-observations. *Led i Sneg (Ice and Snow)* 4 (120), S. 49–56.
- Fejes, I. und R. Dietrich (1980). Satelliten-Dopplermessungen in Potsdam und Dresden. *Vermessungstechnik* 28 (3). Berlin, S. 96–98.
- Forsberg, R., M. Feissl und R. Dietrich, Hrsg. (1998). *Geodesy on the Move. Gravity, Geoid, Geodynamics, and Antarctica. Proceedings of the IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, Sept. 3-9, 1997*. Bd. 119. IAG Symposia. Berlin–Heidelberg–New York: Springer-Verlag.
- Fritsche, M., R. Dietrich, C. Knöfel, A. Rülke, S. Vey, M. Rothacher und P. Steigenberger (2005). Impact of higher-order ionospheric terms on GPS estimates. *Geophys. Res. Lett.* 32, S. L23311. DOI: 10.1029/2005GL024342.
- Fritsche, M., R. Dietrich, A. Rülke, M. Rothacher und P. Steigenberger (2008). Degree-one Earth deformation as part of a Terrestrial Reference System realization. *Geophys. Res. Lett.* in preparation.
- Fritsche, M., R. Dietrich, A. Rülke, M. Rothacher und P. Steigenberger (2009). Low-degree earth deformation from reprocessed GPS observations. *GPS Solut.* 14 (2), S. 165–175. DOI: 10.1007/s10291-009-0130-7.
- Fritsche, M., P. Döll und R. Dietrich (2012). Global-scale validation of model-based load deformation of the Earth's crust from continental watermass and atmospheric pressure variations using GPS. *J. Geodyn.* DOI: 10.1016/j.jog.2011.04.001.

-
- Fritsche, M. und R. Dietrich (2013). GPS station position time series generation: Remove and restore modeled surface load displacements. *J. Geod.* (under revision).
- Fritsche, M., K. Sośnica, C.J. Rodríguez-Solano, P. Steigenberger, K. Wang, R. Dietrich, R. Dach, U. Hugentobler und M. Rothacher (2013). Combined Reprocessing of GPS, GLONASS and SLR Observations. *J. Geod.* (eingereicht).
- Fritsche, M., K. Sośnica, C.J. Rodríguez-Solano, P. Steigenberger, K. Wang, R. Dietrich, R. Dach, U. Hugentobler und M. Rothacher (2014). Homogeneous reprocessing of GPS, GLONASS and SLR observations. *J. Geod.* 88 (7), S. 625–642. DOI: 10.1007/s00190-014-0710-3.
- Gendt, G. und R. Dietrich (1985). Geometric tidal effects from LAGEOS laser ranging data. In: *Proc. 10. Int. Symp. on Earth Tides*. Hrsg. von R. Vieira. September 1985, Madrid, Spanien, S. 963–968.
- Gendt, G. und R. Dietrich (1987). Determination of geodynamical parameters based on LAGEOS ranging data of the MERIT-Campaign. In: *Nabl. isk. sputn. zemli* 25. Budapest, S. 245–256.
- Gendt, G. und R. Dietrich (1988a). Determination of geophysical parameters based on LAGEOS laser ranging data. *Gerlands Beiträge zur Geophysik* 97, S. 438–449.
- Gendt, G. und R. Dietrich (1988b). Bestimmung geodynamischer Parameter aus Laserentfernungsmessungen zum Satelliten LAGEOS. *Vermessungstechnik* 35 (1). Berlin, S. 11–15.
- Gendt, G. und R. Dietrich (1989). On the determination of tidal Parameters using LAGEOS laser ranging data. In: *Veröff. Zentralinst. Physik der Erde* 102, Teil I. 6. Int. Symposium „Geodäsie und Physik der Erde“, Potsdam, 22.–27.08.1988, S. 275–283.
- Gendt, G. und R. Dietrich (1990). On the realization of reference frames for satellite contributions to IERS. In: *Nabl. isk. sputn. zemli* 27. Warszawa, S. 213–225.
- Groh, A., H. Ewert, M. Scheinert, M. Fritsche, A. Rülke, A. Richter, R. Rosenau und R. Dietrich (2012). An Investigation of Glacial Isostatic Adjustment over the Amundsen Sea sector, West Antarctica. *Global Planet. Change* 98–99, S. 45–53. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2012.08.001.
- Groh, A., H. Ewert, M. Fritsche, A. Rülke, R. Rosenau, M. Scheinert und R. Dietrich (2014). Assessing the current evolution of the Greenland Ice Sheet by means of satellite and ground-based observations. *Surv. Geophys.* S. 1–22. DOI: 10.1007/s10712-014-9287-x.
- Groh, A., H. Ewert, R. Rosenau, E. Fagiolini, C. Gruber, D. Floricioiu, D. Abdel Jaber, S. Linow, F. Flechtner, M. Eineder, W. Dierking und R. Dietrich (2014). Mass, volume and velocity of the Antarctic Ice Sheet: present-day changes and error effects. *Surv. Geophys.* S. 1–25. DOI: 10.1007/s10712-014-9286-y.
- Hormaechea, J.L., D. Del Cogliano, R. Perdomo, R. Dietrich, G. Liebsch, A. Richter und M. Fritsche (2004). Horizontal displacements in the Magallanes-Fagnano fault zone determined by repeated GPS observations. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 45 (Supplement 2). Extended Abstracts of the GeoSur2004 International Symposium „International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and Antarctic Peninsula“, Buenos Aires, Argentina, 22–23 Nov 2004, Extended Abstract 5-02, S. 137–139.
- Horwath, M. und R. Dietrich (2006). Errors of regional mass variations inferred from GRACE monthly solutions. *Geophys. Res. Lett.* 33, S. L07502. DOI: 10.1029/2005GL025550.
- Horwath, M., R. Dietrich, M. Bäbler, U. Nixdorf, D. Steinhage, D. Fritzsche, V. Damm und G. Reitmayr (2006). Nivlisen, an Antarctic ice shelf in Dronning Maud Land: geodetic-glaciological results from a combined analysis of ice thickness, ice surface height and ice flow observations. *J. Glac.* 52 (176), S. 17–30.
- Horwath, M., R. Dietrich, F. Barthelmes, C. Förste und P. Schwintzer (2007). „CHAMP normal equation analyses for assessing sensitivities and parameter correlations“. In: *Proceedings of the Joint CHAMP/GRACE Science Meeting, GeoForschungsZentrum Potsdam, July 6–8, 2004*.
- Horwath, M., A. Rülke, M. Fritsche, R. Dietrich, R. Schmidt und P. Döll (2008). „Comparison of crustal deformations from a global GPS reprocessing and from GRACE surface mass variation products: progress and challenges“. In: *GEOTECHNOLOGIEN Science Report, Status Seminar, Munich, 22.–23.11. 2007*. Koordinierungsbüro GEOTECHNOLOGIEN.
- Horwath, M. und R. Dietrich (2009). Signal and error in mass change inferences from GRACE: the case of Antarctica. *Geophys. J. Int.* 177 (3), S. 849–864. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2009.04139.x.
- Ilk, K.H., J. Flury, R. Rummel, P. Schwintzer, W. Bosch, C. Haas, J. Schröter, D. Stammer, W. Zahel, H. Miller, R. Dietrich, P. Huybrechts, H. Schmeling, D. Wolf, J. Riegger, A. Bardossy und A. Güntner (2005). *Mass Transport and Mass Distribution in the Earth System – Contribution of the New Generation of Satellite*

- Ivins, E.R., M.M. Watkins, D.-N. Yuan, R. Dietrich, G. Casassa und A. Rülke (2011). On-land ice loss and glacial isostatic adjustment at the Drake Passage: 2003–2009. *J. Geophys. Res.* 116 (B2), B02403. DOI: 10.1029/2010JB007607.
- Klokocnik, J. und R. Dietrich (1990). Test of POEM-L1 gravity field model by lumped coefficients. *Bull. Astron. Inst. Czechosl. Praha* 41 (2). Int. Symposium „Use of Artificial Satellite Observations for Geodesy and Geodynamics“, Krakau, Polen, 12.–17.06.1989, S. 123–130.
- Knöfel, C., L. Schröder, M. Scheinert, R. Dietrich, J. Schwabe, V. Helm und A. Rülke (2013). „CryoSat-2-Validierung im Blaeisgebiet: Ergebnisse der CryoVEx-Kampagnen 2009 und 2011“. In: *Changing Polar Regions: 25th International Congress on Polar Research, March 7-22, 2013, Hamburg, Germany*. Hrsg. von E.-M. Pfeiffer, H. Kassens, M. Scheinert und R. Tiedemann. Reports on Polar and Marine Research 659. Bremerhaven: Alfred Wegener Institute for Polar und Marine Research.
- Knöfel, C., L. Schröder, J. Schwabe, M. Scheinert, R. Dietrich, A. Groh, V. Helm und A. Rülke (2014). „Outcome of the Antarctic CryoVEx Campaigns and first CryoSat-2 validation results“. In: *Proceedings of CryoSat Third User Workshop, March 2013, Dresden, Germany*. Hrsg. von L. Ouwehand. Bd. ESA SP-717. ESA/ESTEC.
- Korth, W. und R. Dietrich (1989). Investigations on the stability of the terrestrial reference frame for the determination of ERP using SLR data. In: Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 102, Teil I. 6. Int. Symposium „Geodäsie und Physik der Erde“, Potsdam, 22.–27.08.1988, S. 111–129.
- Korth, W., R. Dietrich, R. Dach und J. Perl (1996). Geodätische Ergebnisse zur rezenten Massenbilanz des antarktischen Inlandeises im Gebiet der Schirmacheroase. In: *Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung* 1996/2. 8. Internationale Polartagung der Deutschen Gesellschaft für Polarforschung. Zusammenfassung der Tagungsbeiträge. 18.–22. März 1996, Universität Potsdam, S. 34.
- Korth, W., J. Perl, R. Dach und R. Dietrich (1996). „Repeated Observations of Ice Surface Heights near Schirmacher Oasis for Ice Mass Balance Studies“. In: *The Geodetic Antarctic Project GAP95 – German Contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. Hrsg. von R. Dietrich. DGK Reihe B 304. München: Deutsche Geodätische Kommission, S. 137–141.
- Korth, W. und R. Dietrich (1996). *Ergebnisse geodätischer Arbeiten im Gebiet der Schirmacheroase / Antarktika 1988–1993*. DGK Reihe B 301. München: Deutsche Geodätische Kommission.
- Korth, W., R. Dietrich, G. Reitmayr und V. Damm (1998). „Regional Geoid Improvement Based on Surface Gravity Data“. In: *Geodesy on the Move. Gravity, Geoid, Geodynamics, and Antarctica. Proceedings of the IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, Sept. 3-9, 1997*. Hrsg. von R. Forsberg, M. Feissl und R. Dietrich. Bd. 119. IAG Symposia. Berlin - Heidelberg - New York: Springer, S. 523–528.
- Korth, W., J. Perl und R. Dietrich (2000). „Ergebnisse geodätisch-glaziologischer Feldarbeiten während der Expedition 1998 in der Region der Schirmacheroase“. In: *Deutsche Beiträge zu GPS-Kampagnen des Scientific Committee on Antarctic Research (SCAR) 1995 – 1998*. Hrsg. von R. Dietrich. DGK Reihe B 310. München: Deutsche Geodätische Kommission, S. 219–227.
- Lange, H., G. Casassa, E.R. Ivins, L. Schröder, M. Fritsche, A. Richter, A. Groh und R. Dietrich (2014). Observed crustal uplift near the Southern Patagonian Icefield constrains improved viscoelastic Earth models. *Geophys. Res. Lett.* 41 (3), S. 805–812. DOI: 10.1002/2013GL058419.
- Larter, R.D., K. Gohl, C.-D. Hillenbrand, G. Kuhn, T.J. Deen, R. Dietrich, G. Eagles, J.S. Johnson, R.A. Livermore, F.O. Nitsche, C.J. Pudsey, H.-W. Schenke, J.A. Smith, G. Udintsev und G. Uenzelmann-Neben (2007). West Antarctic Ice Sheet change since the last glacial period. *EOS Trans. AGU* 88 (17), S. 189–196. DOI: 10.1029/2007E0170001.
- Legrésy, B., A. Wendt, I. Tabacco, F. Rémy und R. Dietrich (2004). Influence of tides and tidal current on Mertz Glacier, Antarctica. *J. Glac.* 50 (170), S. 427–435.
- Liebsch, G. und R. Dietrich (1994a). „Final Results of the First Baltic Sea Level Campaign“. In: *Final Results of the Baltic Sea Level 1990 GPS Campaign*. Reports of the Finnish Geodetic Institute 94:2, S. 31–40.
- Liebsch, G. und R. Dietrich (1994b). „Geodetic tide gauge fixing: History, present and future – an example in the southern Baltic Sea“. In: *Proc. Int. Symposium on Marine Positioning (INSMAP), Hannover 1994*, S. 214–223.

-
- Liebsch, G., R. Dietrich und R. Dach (1995). „Analysis strategy and final results of the Second GPS Baltic Sea Level Campaign“. In: *Final Results of the Baltic Sea Level 1993 GPS Campaign*. Reports of the Finnish Geodetic Institute 95:2, S. 39–56.
- Liebsch, G. und R. Dietrich (1997). „Sea Level Variations Measured by TOPEX/POSEIDON and by Tide Gauges: A Validation Study in the Southern Baltic Sea“. In: *Geodesy on the Move: Gravity, Geoid, Geodynamics, and Antarctica. Proceedings of the IAG Scientific Assembly, Rio de Janeiro, Sept. 3-9, 1997*. Hrsg. von R. Forsberg, M. Feissel und R. Dietrich. Bd. 119. IAG Symposia. Berlin - Heidelberg - New York: Springer, S. 138–143.
- Liebsch, G. und R. Dietrich (1998). „Sea level monitoring in the southern Baltic Sea: from tide pole to altimetry“. In: *Proceedings of the International Symposium on Marine Positioning, INSMAP98, November 30 – December 4, 1998, Melbourne FL, USA*. Hrsg. von P.J. Fell, M. Kumar, G. Maul und G. Seeber, S. 154–166.
- Liebsch, G., R. Dietrich und S. Halbfaß (1999). „Determination of heights and height changes in the Baltic Sea region using the Baltic Sea Level GPS Campaigns 1993 and 1997“. In: *Final Results of the Baltic Sea Level 1997 GPS Campaign*. Hrsg. von M. Poutanen und J. Kakkuri. Reports of the Finnish Geodetic Institute, 99:4, S. 159–177.
- Liebsch, G. und R. Dietrich (2000). „Validation of TOPEX/POSEIDON measurements in the southern Baltic Sea“. In: *Towards an Integrated Global Geodetic Observing System (IGGOS), IAG Section II Symposium, Munich, Oct. 5-9, 1998, IAG Symposia Vol. 120*. Hrsg. von R. Rummel, H. Drewes, W. Bosch und H. Hornik. Springer, Berlin-Heidelberg-New York, S. 145–149.
- Liebsch, G., R. Dietrich, L. Ballani und G. Langer (2000). Die Reduktion langjähriger Wasserstandsmessungen an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns auf das Höhensystem HN76. *Die Küste* 62, S. 3–28.
- Liebsch, G., K. Novotny, R. Dietrich und C.K. Shum (2002). Comparison of Multimission Altimetric Sea-Surface Heights with Tide Gauge Observations in the Southern Baltic Sea. *Marine Geodesy* 25 (3), S. 213–234. DOI: 10.1080/01490410290051545.
- Luterbacher, J., D. Dietrich, E. Xoplaki, M. Grosjean und H. Wanner (2004). European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science* 303 (5663), S. 1499–1503.
- Maas, H.-G., R. Dietrich, E. Schwalbe, M. Bäßler und P. Westfeld (2005). Photogrammetrische Bestimmung räumlich-zeitlich aufgelöster Bewegungsfelder am Jakobshavn Isbrae Gletscher in Grönland. *Publikationen der Deutschen Gesellschaft für Photogrammetrie, Fernerkundung und Geoinformation* 13.
- Maas, H.-G., E. Schwalbe, R. Dietrich, M. Baessler und H. Ewert (2008). Determination of spatio-temporal velocity fields on glaciers in West-Greenland by terrestrial image sequence analysis. *International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science XXXVII (B8)*, S. 1419–1424.
- Meier, S., K. Dressler, R. Eger und R. Dietrich (1976). Geodätisch-glaziologische Arbeiten am Hays-Gletscher, Enderby-Land, während der 17. Sowjetischen Antarktisexpedition 1972. *Geod. u. Geophys. Veröff., Reihe III* 37. Berlin, 191 S.
- Meier, S. und R. Dietrich (1984). Geodetic-glaciological studies in the east Antarctic 1962–1978. *Geod. u. Geophys. Veröff., Reihe I Sonderheft*. Berlin, S. 31–35.
- Mendoza, L., R. Perdomo, J. L. Hormaechea, D. Del Cogliano, M. Fritsche, A. Richter und R. Dietrich (2011). Present-day crustal deformation along the Magallanes-Fagnano Fault System in Tierra del Fuego from repeated GPS observations. *Geophys. J. Int.* 184 (3), S. 1009–1022. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04912.x.
- Metzig, R., R. Dietrich, W. Korth, J. Perl, R. Hartmann und W. Winzer (2000). Horizontal Ice Velocity Estimation and Grounding Zone Detection in the Surroundings of Schirmacheroase, Antarctica, Using SAR Interferometry. *Polarforschung* 67 (1/2), S. 7–14.
- Montag, H., R. Dietrich, T. Parm und M. Ollikainen (1984). The interstation distance Metsähovi-Potsdam based on satellite measurements. In: Bd. 84. Rep. Finnish Geod. Inst. 2. Helsinki, 8 S.
- Montag, H., G. Gendt, R. Dietrich und K. Kurth (1985). Investigation of polar motion and length of day by means of SLR data of the MERIT campaign. In: *Proc. Int. Conf. on Earth Rot. and Terr. Ref. Frame*. Hrsg. von I.I. Mueller. Teil 1, S. 71–87. Dep. Geod. Sci., Ohio State Univ., Columbus, Ohio, USA.
- Montag, H., G. Gendt, R. Dietrich, W. Korth und K. Kurth (1986). Analyse der Satelliten-Laserentfernungsmessungen des MERIT-Projektes zur Bestimmung präziser Erdrotationsparameter. In: Veröff. Zentralinst. Physik der Erde 91. Potsdam, 81 S.

-
- Montag, H., G. Gendt, R. Dietrich und K. Kurth (1986). Precise earth-rotation parameters derived by laser ranging data. *Gerlands Beitr. Geophysik* 95 (3). Leipzig, S. 243–257.
- Müller, J., S. Riedel, M. Scheinert, M. Horwath, R. Dietrich, D. Steinhage, H. Anschütz und W. Jokat (2007). „Regional Geoid and Gravity Field from a Combination of Airborne and Satellite Data in Dronning Maud Land, East Antarctica“. In: *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings for the 10th Intl. Symp. on Antarctic Earth Sciences*. Hrsg. von A. Cooper und C. Raymond. USGS Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract 022.
- Novotny, K., G. Liebsch, R. Dietrich und A. Lehmann (2002). „Sea-level variations in the Baltic Sea: Consistency of geodetic observations and oceanographic models“. In: *Vistas for Geodesy in the New Millenium. IAG Scientific Assembly, Budapest, Hungary, September 2–7, 2001*. Hrsg. von J. Ádám und K.-P. Schwarz. Bd. 125. Springer Series of IAG Symposia. Springer, S. 493–498.
- Novotny, K., G. Liebsch, R. Dietrich und A. Lehmann (2005). „Combination of sea-level observations and an oceanographic model for geodetic applications in the Baltic Sea“. In: *A Window on the Future of Geodesy*. Hrsg. von F. Sansò. Bd. 128. Springer Series of IAG Symposia. Springer, S. 195–200.
- Novotny, K., G. Liebsch, A. Lehmann und R. Dietrich (2006a). Variability of sea surface heights in the Baltic Sea: An intercomparison of observations and model simulations. *Marine Geodesy* 29 (2), S. 113–134. DOI: 10.1080/01490410600738054.
- Novotny, K., G. Liebsch, A. Lehmann und R. Dietrich (2006b). *Combining satellite altimetry, tide gauge observations and an oceanographic model to derive the Baltic Sea mean sea surface topography*. Proc. of 15 Years of Progress in Radar Altimetry Symposium, Venice, Italy, 13-18 March 2006.
- Perlt, J., W. Korth, R. Dach und R. Dietrich (1996). „Geodetic fieldwork in Dronning Maud Land within the framework of the GeoMaud expedition 1995/96“. In: *The Geodetic Antarctic Project GAP95, German Contributions to the SCAR 95 Epoch Campaign*. Hrsg. von R. Dietrich. DGK Reihe B 304. Deutsche Geodätische Kommission, S. 143–146.
- Pötzsch, A., B. Légrésy, W. Korth und R. Dietrich (2000). „Glaciological Investigation of Mertz Glacier, East Antarctica, using SAR Interferometry and Field Observations“. In: *Proceedings of ERS – ENVISAT Symposium, Gothenburg, 16 – 20 October 2000, ESA Publication SP-461*.
- Popov, S.V., V.N. Masolov und V.V. Lukin (2011). Ozero Vostok, Vostochnaya Antarktida: moshchnost' lednika, glubina ozera, podlednyy i korennoy rel'ef (Lake Vostok, East Antarctica: ice thickness, depth of lake, subglacial and bedrock relief). *Lyod i sneg (Ice and Snow)* 1(113). In Russian with English summary, S. 25–35.
- Rehse, H. und R. Dietrich (1985). Untersuchungen zur Genauigkeit der Bahnmodellierung künstlicher Erdsatelliten an Hand simulierter Meßwerte. *Vermessungstechnik* 33 (6). Berlin, S. 127–140.
- Richter, A., R. Dietrich, J.L. Hormaechea, D. Del Cogliano, R. Perdomo, G. Liebsch und M. Fritsche (2004). Hydrodynamics of Lago Fagnano, Tierra del Fuego. *Bollettino di Geofisica teorica ed applicata* 45 (Supplement 2). Extended Abstracts of the GeoSur2004 International Symposium „International Symposium on the Geology and Geophysics of the Southernmost Andes, the Scotia Arc and Antarctic Peninsula“, Buenos Aires, Argentina, 22–23 Nov 2004, Extended Abstract 12–02, S. 274–275.
- Richter, A., M. Marcos, S. Monserrat, D. Gomis, S. Ruiz, G. Liebsch und R. Dietrich (2005). Comparison and Combination of Coastal and Off-Shore Tide Gauge Measurements from Eivissa Island, Western Mediterranean. *Marine Geodesy* 28 (4), S. 271–289. DOI: 10.1080/01490410500411711.
- Richter, A., S.V. Popov, R. Dietrich, V.V. Lukin, M. Fritsche, V.Y. Lipenkov, A.Y. Matveev, J. Wendt, A.V. Yuskevich und V.N. Masolov (2008). Observational evidence on the stability of the hydro-glaciological regime of subglacial Lake Vostok. *Geophys. Res. Lett.* 35 (11), S. L11502. DOI: 10.1029/2008GL033397.
- Richter, A., D.V. Fedorov, A.K. Dvoryanenko, S.V. Popov, R. Dietrich, V.V. Lukin, A.Yu. Matveev, M. Fritsche, V.P. Grebnev und V.N. Masolov (2010). Observation of ice-flow vectors on inner-continental traverses in East Antarctica. *Led i Sneg (Ice and Snow)* 1 (109), S. 30–35.
- Richter, A., J.L. Hormaechea, R. Dietrich, R. Perdomo, M. Fritsche, D. Del Cogliano, G. Liebsch und L. Mendoza (2010). Lake-level variations of Lago Fagnano, Tierra del Fuego: observations, modelling and interpretation. *Journal of Limnology* 69 (1), S. 29–41. DOI: 10.3274/JL10-69-1-03.
- Richter, A., A. Groh und R. Dietrich (2012). Geodetic observation of sea-level change and crustal deformation in the Baltic Sea region. *Phys. Chem. Earth* 53-54, S. 43–53. DOI: 10.1016/j.pce.2011.04.011.
- Richter, A., S. Rysgaard, R. Dietrich, J. Mortensen und D. Petersen (2011). Coastal tides in West Greenland derived from tide gauge records. *Ocean Dyn.* 61 (1), S. 39–49. DOI: 10.1007/s10236-010-0341-z.

-
- Richter, A., D.V. Fedorov, S.V. Popov, M. Fritsche, V.Ya. Lipenkov, A.A. Ekaykin, V.V. Lukin, A.Yu. Matveev und R. Dietrich (2012). Geodetic observations and interpretation of ice flow velocities in the southern part of subglacial Lake Vostok. English. *Led i Sneg (Ice and Snow)* 4 (120), S. 39–48.
- Richter, A., D.V. Fedorov, M. Fritsche, S.V. Popov, V.Y. Lipenkov, A.A. Ekaykin, V.V. Lukin, A.Y. Matveev, V.P. Grebnev, R. Rosenau und R. Dietrich (2013). Ice flow velocities over Vostok Subglacial Lake, East Antarctica, determined by 10 years of GNSS observations. *J. Glac.* 59 (214), S. 315–326. DOI: 10.3189/2013JoG12J056.
- Richter, A., S. Popov, L. Schröder, J. Schwabe, H. Ewert, M. Scheinert, M. Horwath und R. Dietrich (2014). Subglacial Lake Vostok not expected to discharge water. *Geophysical Research Letters*. DOI: 10.1002/2014GL061433.
- Rietbroek, R., M. Fritsche, S.-E. Brunnabend, I. Daras, J. Kusche, J. Schröter, F. Flechtner und R. Dietrich (2012). Global surface mass from a new combination of GRACE, modelled OBP and reprocessed GPS data. *J. Geodyn.* DOI: 10.1016/j.jog.2011.02.003.
- Roemer, S., B. Legrésy, M. Horwath und R. Dietrich (2007). Refined analysis of radar altimetry data applied to the region of the subglacial Lake Vostok / Antarctica. *Remote Sens. Environ.* 106, S. 269–284. DOI: 10.1016/j.rse.2006.02.026.
- Rosenau, R., R. Dietrich und M. Baessler (2012). „Temporal Flow Variations of Major Outlet Glaciers in Greenland Using Landsat Data“. In: *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, S. 1557–1560. DOI: 10.1109/IGARSS.2012.6351100.
- Rosenau, R., E. Schwalbe, H.-G. Maas, M. Baessler und R. Dietrich (2013). Grounding line migration and high resolution calving dynamics of Jakobshavn Isbræ, West Greenland. *J. Geophys. Res.* 118 (2), S. 382–395. DOI: 10.1029/2012JF002515.
- Rülke, A. und R. Dietrich (2007). „The SCAR GPS Campaigns in the context of global reference system realization and geodynamic research“. In: *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings for the 10th Intl. Symp. on Antarctic Earth Sciences*. Hrsg. von A. Cooper und C. Raymond. U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract 146.
- Rülke, A., R. Dietrich, M. Fritsche, M. Rothacher und P. Steigenberger (2008). Realization of the Terrestrial Reference System by a reprocessed global GPS network. *J. Geophys. Res.* 113, B08403. DOI: 10.1029/2007JB005231.
- Scheinert, M., R. Dietrich und W. Schneider (1998). „One Year of Gravimetric Earth Tide Observations in Kangerlussuaq / West Greenland“. In: *Proc. 13th Intl. Symp. on Earth Tides, Brussels, July 22-25, 1997*. Hrsg. von B. Ducarme und P. Paquet. Brussels: Obs. Royal de Belgique, S. 201–208.
- Scheinert, M., R. Dietrich, A. Rülke, J. Perlth und E.C. Malaimani (2003). „Precise GPS Measurements to Infer Vertical Crustal Deformations in Dronning Maud Land / Antarctica“. In: *Geologisches Jahrbuch*. Hrsg. von H. Paech. Bd. B96. (in print). Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.
- Scheinert, M., E. Ivins, R. Dietrich und A. Rülke (2006). „Vertical Crustal Deformations in Dronning Maud Land, Antarctica: Observations versus Model Predictions“. In: *Antarctica – Contributions to Global Earth Sciences (Proc. of ISAES IX, Potsdam, September 8-12, 2003)*. Hrsg. von D. Fütterer, D. Damaske, G. Kleinschmidt, H. Miller und F. Tessensohn. Springer Berlin – Heidelberg – New York, S. 355–358.
- Scheinert, M., J. Müller, R. Dietrich, D. Damaske und V. Damm (2007). Regional geoid determination in Antarctica utilizing airborne gravity and topography data. *J. Geod.* 82 (7), S. 403–414. DOI: 10.1007/s00190-007-0189-2.
- Scheinert, M., F. Ferraccioli, J. Müller, T. Jordan und R. Dietrich (2007). „Modelling Recent Airborne Gravity Data Over the Antarctic Peninsula for Regional Geoid Improvement“. In: *Antarctica: A Keystone in a Changing World – Online Proceedings for the 10th Intl. Symp. on Antarctic Earth Sciences*. Hrsg. von A. Cooper und C. Raymond. USGS Open-File Report 2007-1047, Extended Abstract 014.
- Scheinert, M., A.F. Zakrajsek, L. Eberlein, S.A. Marensi, M. Ghidella, R. Dietrich und A. Rülke (2007). Gravimetry and GPS Observations at Belgrano II Station to Test Ocean Tidal Models. *Rev. Asoc. Geológica Argentina* 62 (4), S. 646–651.
- Scheinert, M., A.F. Zakrajsek, S.A. Marensi, R. Dietrich und L. Eberlein (2008). „Tidal Gravimetry in Polar Regions: An Observation Tool Complementary to Continuous GPS for the Validation of Ocean Tide Models“. In: *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica – An Overview in the IPY Perspective*. Hrsg. von A. Capra und R. Dietrich. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, S. 267–280.

-
- Scheinert, M., A.F. Zakrajsek, L. Eberlein, R. Dietrich, S.A. Marenssi und M.E. Ghidella (2012). „Gravimetric Time Series Recording at the Argentine Antarctic Stations Belgrano II and San Martín for the Improvement of Ocean Tide Models“. In: *Geodesy for Planet Earth*. Hrsg. von S. Kenyon, M.C. Pacino und U. Marti. International Association of Geodesy Symposia. Proceedings of the 2009 IAG Symposium, Buenos Aires, Argentina, 31 August – 4 September. Springer Berlin Heidelberg, S. 581–589. DOI: 10.1007/978-3-642-20338-1_71.
- Schröder, L., C. Knöfel, A. Richter, H. Ewert, R. Dietrich, V. Helm, D.V. Fedorov und A.Y. Matveev (2014). „Validation of CryoSat-2 products over the continental ice sheet in East Antarctica“. In: *Proceedings of CryoSat Third User Workshop, March 2013, Dresden, Germany*. Hrsg. von L. Ouwehand. Bd. ESA SP-717. ESA/ESTEC.
- Schwabe, J., M. Scheinert, R. Dietrich, F. Ferraccioli und T. Jordan (2012). Regional Geoid Improvement over the Antarctic Peninsula Utilizing Airborne Gravity Data. In: *Geodesy for Planet Earth*. Hrsg. von S. Kenyon, M.C. Pacino, U. Marti und M.G. Sideris. Bd. 136. International Association of Geodesy Symposia. 31.08.–04.09.2009, Buenos Aires, Argentinien. Springer Berlin Heidelberg, S. 457–464. DOI: 10.1007/978-3-642-20338-1_55.
- Schwabe, J., H. Ewert, M. Scheinert und R. Dietrich (2014). Regional geoid modeling in the area of subglacial Lake Vostok, Antarctica. *Journal of Geodynamics* 75, S. 9–21. DOI: 10.1016/j.jog.2013.12.002.
- Steigenberger, P., M. Rothacher, R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke und S. Vey (2006). Reprocessing of a global GPS network. *J. Geophys. Res.* 111, B05402. DOI: 10.1029/2005JB003747.
- Steigenberger, P., M. Rothacher, M. Fritsche, A. Rülke und R. Dietrich (2009). Quality of Reprocessed GPS Satellite Orbits. *J. Geod.* 83 (3-4), S. 241–248. DOI: 10.1007/s00190-008-0228-7.
- Steigenberger, P., M. Rothacher, R. Schmid, A. Rülke, M. Fritsche, R. Dietrich und V. Tesmer (2009). Effects of Different Antenna Phase Center Models on GPS-Derived Reference Frames. *Geodetic Reference Frames, IAG Symposia Volume 134*, S. 83–88. DOI: 10.1007/978-3-642-00860-3_13.
- Vey, S., K.-P. Johnsen, J. Miao, G. Heygster und R. Dietrich (2003). „Cross Validation of Water Vapor Retrievals from Ground Based GPS and Satellite Radiometric Measurements over Antarctica“. In: *Proceedings of the International Workshop on GPS Meteorology, 14-17 Jan. 2003, Tsukuba, Japan*.
- Vey, S., A. Rülke, R. Dietrich und M. Rothacher (2004). „Mapping function parameters derived from Numerical Weather Model data in global GPS network analysis – a comparative study“. In: *Celebrating a Decade of the International GPS Service Workshop & Symposium, 1-5 March 2004, Bern, Switzerland*. Hrsg. von M. Meindl.
- Vey, S., R. Dietrich, K.-P. Johnsen, J. Miao und G. Heygster (2004). Comparison of Tropospheric Water Vapour over Antarctica derived from AMSU-B Data, Ground-Based GPS Data and the NCEP/NCAR Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan* 82 (1B), S. 259–267.
- Vey, S., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, M. Rothacher und P. Steigenberger (2006). Influence of mapping function parameters on global GPS network analyses: Comparisons between NMF and IMF. *Geophys. Res. Lett.* 33, S. L01814. DOI: 10.1029/2005GL024361.
- Vey, S. und R. Dietrich (2008). „Validation of the Atmospheric Water Vapour Content from NCEP Using GPS Observations Over Antarctica“. In: *Geodetic and Geophysical Observations in Antarctica – An Overview in the IPY Perspective*. Hrsg. von A. Capra und R. Dietrich. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, S. 125–136.
- Vey, S., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Rülke, P. Steigenberger und M. Rothacher (2009). On the homogeneity and interpretation of precipitable water time series derived from global GPS observations. *J. Geophys. Res.* 114 (D10101). DOI: 10.1029/2008JD010415.
- Vey, S., R. Dietrich, A. Rülke, M. Fritsche, P. Steigenberger und M. Rothacher (2010). Validation of precipitable water in NCEP/DOE Reanalysis Using Global GPS Observations from One Decade. *Journal of Climate*, S. 1675–1695. DOI: 10.1175/2009JCLI2787.1.
- Wendt, J. und R. Dietrich (2003). Determination of recent crustal deformations based on precise GPS measurements in the Vogtland earthquake area. *J. Geodyn.* 35 (1–2), S. 235–246. DOI: 10.1016/S0264-3707(02)00065-0.
- Wendt, J., R. Dietrich, M. Fritsche, A. Wendt, A. Yuskevich, A. Kokhanov, A. Senatorov, V. Lukin, K. Shibuya und K. Doi (2006). Geodetic observations of ice flow velocities over the southern part of subglacial Lake Vostok, Antarctica, and their glaciological implications. *Geophys. J. Int.* 166, S. 991–998. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2006.03061.x.

-
- Wendt, A., R. Dietrich, J. Wendt, M. Fritsche, V. Lukin, A. Yuskevich, A. Kokhanov, A. Senatorov, K. Shibuya und K. Doi (2005). The response of the subglacial Lake Vostok, Antarctica, to tidal and atmospheric pressure forcing. *Geophys. J. Int.* 161, S. 41–49. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2005.02575.x.
- Wiehl, M., B. Legrésy und R. Dietrich (2003). Potential of reflected GNSS signals for ice sheet remote sensing. *Progress In Electromagnetics Research* 40, S. 177–205.
- Wiehl, M., R. Dietrich und A. Lehmann (2005). „How Baltic Sea Water Mass Variations Mask the Postglacial Rebound Signal in CHAMP and GRACE Gravity Field Solutions“. In: *Earth Observation with CHAMP: Results from Three Years in Orbit*. Hrsg. von C. Reigber, H. Lühr, P. Schwintzer und J. Wickert. Berlin: Springer, S. 181–186.
- Wiehl, M. und R. Dietrich (2005). „Time-Variable Gravity Seen by Satellite Missions: On its Sampling and its Parametrization“. In: *Earth Observation with CHAMP: Results from Three Years in Orbit*. Hrsg. von C. Reigber, H. Lühr, P. Schwintzer und J. Wickert. Berlin: Springer, S. 121–126.
- Wolf, M., G. Liebsch, A. Richter, R. Dietrich und W. Ellmer (2003). Marine Motion Measurements using GPS. *International Hydrographic Review* 4 (3), S. 6–21.

**Technische Universität Dresden
Institut für Planetare Geodäsie
Professur für Geodätische Erdsystemforschung
01062 Dresden**

<http://tpg.geo.tu-dresden.de>